王绍武◎编著

全新世气候变化

The Holocene Climate Change

气象出版社

China Meteorological Press

责任编辑: 李太宇

The Holocene Climate Change

11.5–0 kaBP

ISBN 978-7-5029-5297-6

定 价: 88.00元

全新世气候变化

王绍武　编著

气象出版社
China Meteorological Press

内容简介

对全新世气候变化作了系统的阐述。共分六章：地球气候简史，全新世气候，气候突变，近千年气候变化，现代气候变暖，气候变化与古文明。总结归纳了近20年气候变化研究的成果。重点讲述各种时间尺度全球气候变化的事实，也包括中国气候变化的事实。全书以分析自然气候变化为主。但是，第5章专门讨论现代气候变暖，这个变暖可能主要是人类活动造成的温室效应加剧的结果。气候变化对人类社会的影响是深远的，这方面的研究对预测未来气候变暖的影响有重要意义。第1章1.4节和第6章讲述全新世气候变化、主要是自然气候变化对人类社会发展的影响。本书可供大专院校气候、气象、地理、地质、环境等专业的大学本科生和研究生阅读，也可供有关专业研究及教学人员参考。

图书在版编目(CIP)数据

全新世气候变化/王绍武编著. —北京：气象出版社，2011.9
ISBN 978-7-5029-5297-6

Ⅰ.①全… Ⅱ.①王… Ⅲ.①全新世-气候变化-研究
Ⅳ.①P532

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2011)第 192815 号

出版发行：气象出版社
地　　址：北京市海淀区中关村南大街 46 号　　**邮政编码**：100081
总 编 室：010-68407112　　**发 行 部**：010-68406961
网　　址：http://www.cmp.cma.gov.cn　　**E-mail**：qxcbs@cma.gov.cn
责任编辑：李太宇　　**终　　审**：周诗健
封面设计：博雅思企划　　**责任技编**：吴庭芳
责任校对：永　通
印　　刷：北京天成印务有限责任公司
开　　本：880 mm×1230 mm　1/16　　**印　　张**：18.5
字　　数：610 千字　　**印　　数**：1～3000 册
版　　次：2011 年 10 月第 1 版　　**印　　次**：2011 年 10 月第 1 次印刷
定　　价：88.00 元

序　一

经过多年的潜心研究和精心准备,王绍武教授的专著《全新世气候变化》即将面世出版了。作为学生、朋友和气候变化科学的志同道合者,谨向王绍武教授表示热烈的祝贺!

一个多月前,王老师将初稿打印件交给我,厚厚的一本,是他辛勤耕耘的硕果。“里面一定有我需要补充的营养”,我心里想着,非常喜悦,只希望能先睹为快。不料,接着王老师诚恳地说,希望我能为他的新作作序,真是感到了压力!王老师还几次,或当面,或通过邮件,说“我总不愿意占用您的时间太多”,我真的感到了友谊、信任和爱护。

最近二三十年,学科综合和交叉,包括自然科学和社会科学的交融,人类对自然和社会可持续发展的认识更加深入,人与自然和谐相处、协调发展已经成为时代的谐音。同时,气候变化科学的内涵也大大拓展。现代意义上的气候变化科学,既包括了气候系统科学在内的自然科学,还囊括了经济学、可持续发展等社会科学的内容,其结论还与气候外交谈判紧密关联。学科交叉、高度综合,科学家重视、决策者关注、全社会关心,使IPCC 2007年发布的第四次评估报告,吸引了更多人的眼球。气候变化科学和应对气候变化问题被推到了社会前台,受到极大关注!一时间议论纷纷,众说纷纭。但是,气候变化的基础毕竟是科学,需要科研、教育和科普工作的跟进,需要业内专家的努力,还需要时间和精力。此时王老师的专著问世,对科学、教育和普及气候变化知识非常及时,大有裨益。

我很推崇本书的写作风格:提纲挈领、简明扼要介绍行星地球演化历史后,旋即转入全新世气候、气候突变和近千年气候变化的论述,重点阐述了中世纪暖期和小冰期两个百年尺度的气候变化,因为他们“对认识与预测未来的气候变化有重要意义”;本书接着论述“现代气候变暖”这一仍具“争议”的问题。这种编排方式,第一,强调了气候变化科学的“时空尺度”属性。在空间尺度上,作者将全球、区域和局地尺度上的气候变化划分开来;在时间尺度上,按10^5~10^0年的时间序列展开讨论。第二,将空间和时间尺度有机结合,系统阐述全球、区域和局地等空间尺度上的不同时间尺度气候变化,科学有序,论述清晰明了。

作者对46亿年的地球演化史,用“厚今薄古”的方法,阐述从隐生宙到显生宙、从古生代到中生代,超长时间(百万年—千万年)尺度的地球演化梗概。对第三纪和第四纪花了较多笔墨,介绍了轨道因素的10万年和4.1万年气候旋回,指出目前的间冰期——全新世已持续11500年,按气候自然变率,现在该进入下一个冰期。但是,为什么全球气候没有变冷反而继续变暖呢?作者给读者留下一个悬念,也为后文的现代气候变暖作了铺垫。对于世界各地的末次冰期冰盛期、冰消期和全新世大暖期,作者认为“不同地区达到最冷的时间也不同”,“不同地区大暖期出现的时间也不一样”,讲的是这个时间尺度上气候变化存在着空间差异。对千年尺度的气候变化,由于资料采集站点的地理分布和代用资料本身的性质及相互可比性仍存在问题,已建立的序列还有不少分歧,就是在中国,大暖期和小冰期也有很大的地区差异。全新世一万年只是地球历史的一瞬,却是一个重要时段。18世纪中叶人类社会工业化以来,人类活动和科技进步影响了全球气候,而气候变化也制约人类社会发展。

研究表明，近百年来全球气候变暖是不争的事实，自然因素和人类活动共同影响地球气候，但近百年的全球气候变暖主要归因于人类活动，已建立的近百年全球地表平均温度(1910—2009 年)变暖趋势为 0.70～0.75℃/(100 年)。

综上所述，可以清楚地看到，本书将时间和空间的概念融入到不同空间和时间尺度气候变化的讨论中，在几乎所有的小结结论中，都有明确的时空条件，否则，结论不成立。这一点恰恰是许多人容易忽略的地方。须知，无论是整个地球历史时期，还是全新世、乃至现代，不同的时期，气候资料的来源、数量、覆盖度、精度、观测方式，气候代用指标的性质，等等，差别很大。只有近百年以来，器测和气象站记录的出现，平均气候、距平和差值技术的使用，世界范围内才有了三个公认的百年尺度全球平均温度序列。其结果虽然有不尽人意之处，但毕竟是科学界公认的结果，不足的地方也只有待进一步的研究来弥补。说明白一点，就是在全球尺度和 10^1～10^2 年的尺度下，比这三条曲线更完美的全球平均温度序列还需时日。

王绍武教授引用了大量的资料，丰富的数据和例证，给读者描绘了一幅一万年以来，地球气候环境演化的图画。虽然王老师个人强调，该书"主要讨论自然气候变化"，但由于对古气候资料时空尺度恰到好处的把握，有关现代气候变暖的结论很具有说服力，虽然王老师对未来出现太阳活动极小期的可能性也有考虑。所以我说，王绍武教授的大作在这个时候问世，对科学研究，对专业教育和普及气候变化科学知识，非常及时，大有裨益。

气候变化科学内容广泛，发展迅速。王绍武教授密切关注国内外气候变化研究进展，查阅并引用了最新研究成果。本专著引用的 863 篇文献，中文的占四分之一；60%以上的是 2000 年后的文献，55 篇是去年和今年的新成果，说明本专著反映了气候变化科学的最新成果。

我和王绍武老师结识近 20 年了，交往很多。他长期担任我们"冰芯与寒区环境实验室"(现"冰冻圈科学国家重点实验室")的学术委员会委员，是 IPCC 第一工作组的主要作者，是气候变化国家报告和中国气候与环境演变科学报告的主要作者，还是《气候变化研究进展》杂志编委，等等，我们长期共事，成为科学研究的志同道合者。他是近十几年国内有关气候环境变化科学评估报告的积极参加者，是《气候变化研究进展》杂志创刊以来参加编委会全部会议的唯一的编委。在我的记忆里，他的认真态度，他的一丝不苟，兢兢业业、埋头苦干和钻研，是我最为推崇的和敬仰的。

现在，工作和兴趣的驱使，倾注王老师几乎全部心血的专著即将问世。我很荣幸地被邀请作序，同时也成为专著问世前的拜读者之一，在此，对王绍武教授表示祝贺和感谢，是为序。

中国气象局，中国科学院冰冻圈科学国家重点实验室

*

2011 年 9 月 13 日，北京

* 秦大河，第十一届全国政协人口资源环境委员会副主任，中国科学院院士，前中国气象局局长。

序 二

今年7月在瑞士参加第18届国际第四纪大会时，收到王绍武老师的同事小闻的邮件，说王老师写了一本书《全新世气候变化》，想邀我写个“序”。这把我难住了，学生晚辈为老师的书写“序”似乎不太合乎中国的习惯，且我的文笔写篇科学论文还行，怎敢给老师的书写“序”呢。回国后，收到王老师的书稿和一封亲笔信，王老师说邀我写“序”的一个原因是我这些年一直鼓励他将《气候变化研究进展》杂志的“科学知识”栏目上介绍气候变化的系列短文写下去。我真没想到，王老师这样一位著名的学者如此重视一位晚辈对他工作的关注和支持。我的确没有理由谢绝这一邀请了，难得两代学人之间有如此的信任和在研究兴趣与学术追求上的共鸣。

厚厚的A4纸装订的书稿：《全新世气候变化》，使人感到朴素、严肃，又感到亲切。全书分为六章，近三百页，随后有八百多篇参考文献，英文文献占约80%。

第1章“地球气候简史”，涉及不同时间尺度的地球气候历史，提供了相关研究的框架和基本概念。这一章是为后五章做铺垫的，也是最后撰写的。本章的最后一节是“气候与人类”，这为后面几章论述气候变化对环境、社会和人类的影响打下了伏笔，便于不同背景的读者更好地理解本书的内容。第2章“全新世气候”全面介绍了全新世作为现代间冰期的气候特点，其演化背景及变化趋势，其中有相当的篇幅讨论全新世夏季风。在对北美、南美、北非、南非、亚洲及澳洲－印尼等六个季风区进行详细论述之前，简要介绍了全球季风这一较新的现代气候学的概念。第3章至第5章论述了全新世三个不同时间尺度的气候变化，包括以若干冷事件为特征的气候突变（第3章）；基于不同资料的、不同区域的近千年气温变化，夏季风与降水变化，对不同地区“中世纪气候异常”（包含中世纪温暖期）成因的探讨（第4章）；以及对近百年或20世纪以来全球“现代”气候变暖的观测事实和可能控制因素的分析（第5章）。第6章从圣经中描述的大洪水讲起，介绍了全球气候变化与世界古文明衰落的相关研究。本章的后一部分集中讨论了与中华文明诞生及朝代交替相关的气候变化，这是王老师前些年的研究兴趣，也是现在很热门的话题。

当读到第6章后一部分的时候，我不禁想到王老师在2005年《气候变化研究进展》发刊期上撰写的“夏朝立国前后的气候突变与中华文明的诞生”一文以及对我本人研究的启发。记得他专程来与我们第四纪研究小组的部分同事探讨相关问题，并将他精心制作的报告幻灯片留给我们。朝代更替的研究一直属于考古学家和史学家们的传统领域，近年来，气候变化对历史上改朝换代或者文化兴亡影响的研究促进了社会科学家与自然科学家的结合，国际上最具影响力的杂志刊出了一些相关文章，也引发了一系列极有启发的学术争论。在短时间尺度上，诸如夏季风降水增减的气候变化恐怕难以同时在全国范围内产生同样的影响。从近年国内外的有关讨论来看，朝代兴衰、更替这一考古学家与史学家们关心多年的重大问题不会轻而易举地被自然科学家们解决，需要不同领域的学者们对特定时段的气候变化、环境背景、政治格局、经济形态、文化基础等高度复杂的社会生态系统进行综

合研究。

王老师在本书的前言中说，他写作这本书与他在《气候变化研究进展》“科学知识”栏目上发表相关的短文有关。的确，读着这本书稿，我仿佛又看到了那些短文的写作风格：准确、规范地引用最新文献，由浅入深地解释基本概念和原理。以前的短文很少配图，本书加入了精美的彩图。我脑海里浮现出一幕定格：一位老者带着老花镜在台式计算机面前聚精会神地查阅最新的文献。一位退休多年的著名学者，如此认真地从浩瀚的原始文献中亲自筛选资料，实在是太可贵了，真的令人敬佩。按王老师在本书“后记”里的话，这是一种享受。愿当今有更多的科学家像王老师这样写书，这样享受。

我读王老师和他的同事的文章，但是与王老师见面的机会并不多，而见面时主要话题一是与我们共同关注的古海洋研究有关，二是全新世气候变化与文明演进的关系，以及用区域模式进行这一时期的古气候模拟。印象最深的一次早期见面是 2000 年 9 月，在罗勇博士的帮助下，我们把英国剑桥大学教授 N. J. Shackleton（沙克尔顿）爵士在京的第二场学术报告作为气候变化科学前沿论坛系列报告之六十七安排在国家气候中心三楼学术厅，王老师也参加了，这大概是我 1999 年回北大工作后第一次见到王老师。最近一次与王老师见面又是在北大校园之外的学术报告会上。这是今年 7 月底，美国哥伦比亚大学 Wally Broecker（布罗克）教授在中国科学院地质与地球物理研究所二楼会议室做报告。有趣的是，这两次报告有个共同点，两位来访的大师在报告会结束时都对报告后的提问表示异常满意（他们是不会讲客套话的！）。我注意到王老师在会下也与他们谈得十分投机，我不知道他们具体讨论的是什么，我猜想王老师可能是在和他们探讨那些他在研读文献时思考的高深学术问题。两个报告会相隔 11 年，王老师对学术前沿的兴趣丝毫没有减退，我想这就是为什么他能写出我们面前这本书的原因之一吧。

愿《全新世气候变化》早日出版，使更多的人能分享到这份学术盛餐。作为一名不到十年就要退休的大学教师，我也衷心希望王老师的这本书能激起更多的有理想、有能力的年轻人对长时间尺度气候变化研究的兴趣，并加入到这一充满挑战性的、涉及多学科的探索中来。

周力平
北京大学“长江学者”特聘教授
2011 年 8 月

前 言

谈到这本书的缘起，可以追溯到30年前，1970年代末到1980年代初社会开放、经济改革，学术界也充满了新思潮。但是，一时间很难区分什么是科学？什么是幻想？记得《北京晚报》上连载了一部小说，讲的是过去闪电把人影录制到故宫的墙壁上，现代有一天闪电与过去的频率(什么频率也不知道)相同时，人影就再现在宫墙上。类似的事情还很多，自己当时是怀着学习新鲜事物，打开思路的心情来读这些小说的。另外也有一些问题是当前科学上未能解释的，像土耳其皇宫的古地图中有南极的地形图，大西洋是否有亚特兰蒂斯等，看了之后总是疑信参半。在经过了大约十多年的彷徨之后，一个偶然的机会龚道溢教授，他当时在北京大学作博士后，给我复印了两篇PNAS(美国科学院院刊)文章，那时下载文章还很不方便，复印的也模模糊糊，页边上还有字不清楚。但是，至今我还保存着这两篇论文，上面有阅读时密密麻麻的批语及标注的生词。那是讲热盐环流(THC)与北大西洋冷事件的论文。我从这里就开始进入了研究气候突变的领域。特别是后来发现古文明与气候突变有联系，就把业务工作(气候研究)与个人的爱好(历史)连在一起了。这样近十年来就全心全意地投入了全新世古气候的研究中，把过去喜欢的ENSO研究、气候诊断、与气候预测都放到一边去了。

在研究全新世气候变化的过程中，总觉得缺少一本系统地讲述气候变化事实的书，因此大约3～4年前就想做些准备，开始在《气候变化研究进展》刊物上写一些“科学知识”的短文。每篇短文讲一个问题，加上文献约三千字。想有朝一日要写一本书时有一个大纲，转眼间，从2007年到2011年五年来已经发表了20多篇这样的短文，现在手中还有十来个题目，或者已经写出来了，或者已经酝酿成熟了。这确实就给本书的编写打下了一定的基础。

但是究竟要写成一本什么样的气候变化书呢？这关系到两个基本问题；写什么与谁来写。气候变化是一个覆盖面十分宽广的学科，例如Roberts的《全新世》(1989)，Williams的《第四纪环境》(1993)，Saltzman的《古气候动力学》(2002)均各有自己的侧重点，内容几乎很少交叉。《全新世》的副标题为“环境的历史”，自然讲环境为主，《第四纪环境》虽然题目同为环境但讲更新世为主，《古气候动力学》的副标题为“全球气候变化的理论基础”，全书95%以上的内容是用数学、物理的工具阐述气候变化的理论。这就告诉我们，鉴于气候学内容的广泛，要编写一本涵盖气候变化研究的各个方面的书是不现实的，也几乎是不可能的。因此，我们紧紧的抓住气候变化事实这个目标。章、节的设计首先都是为了弄清楚气候变化的事实。同时气候变化对人类社会的影响也是作者十分感兴趣的一个方面，因此也算作本书的一个特点。因此，本书定名为《全新世气候变化》，主要讨论自然气候变化，很少涉及人类活动对气候及环境的影响。此外，古气候模拟、预估、理论等气候变化研究的分支也大多不在本书讨论的范围之内。下面一个问题就是谁来写。Mackay等曾主编了《全新世全球变化》(2003)一书，41位作者编写了29章书，每章一般只有1～2位作者。这样编写

的好处是各位撰稿人都是这方面的专家，因此能反映最新的科学信息与较高的综合水平。但是，每一章是一个独立的单位，全书缺少更紧密的联系。有鉴于此，我们采取了另一种做法，就是由一个人编写，但是尽力压缩本书所涉及的范围。这就是为什么本书只着重写气候变化事实的原因。

本书第1章讲地球的历史，自然重点是气候史，但是也讲到一些与气候有关的地球历史上的大问题，如生物大灭绝、人类的起源和走出非洲等。讲到全新世，却只给出一个十分简要的大纲，因为下面几章讲的几乎全都是全新世内的气候变化问题。第2章讲全新世即11.5 ka以来的气候变化，重点是大暖期与非洲湿润期。第3章讲气候突变。因为这是全新世气候变化的另一个重要特征。第4章讲近千年的气候变化。因为近千年是一个重要的时段。这期间发生了中世纪暖期与小冰期，这是距离现代最近的两个气候特征十分明确的时期。研究这两个时期的气候变化，对认识与预测未来的气候变化有重要意义。第5章讲现代气候变暖问题。这是当今气候学中最重要也是最具有争议的问题。我们基本上同意IPCC的观点，即人类活动造成的温室效应加剧是现代气候变暖的主要原因。但是，同时认为自然因素，如太阳活动变化对气候变化的影响也十分值得关注。第6章讲气候变化对古文明及社会发展，如朝代更替的影响。

在本书的写作过程中得到朱锦红博士的大力支持，我不止一次地同她讨论了编写大纲。她是本书的第一位读者，每写一章都发给她请她提出宝贵的意见。又承她多次从国外下载国内找不到的文献。第6章诺亚方舟一小节就是她提供的资料。杨保研究员、郑景云研究员、闻新宇博士、黄建斌博士帮助下载了不少文章。闻新宇博士翻译了图中的英文，还帮我写了一小节“雪球”。古气候不是我的专业，秦大河院士、刘征宇教授、程海博士和我进行了不少深入的讨论，对编写本书有很大帮助。最后，赵宗慈教授在百忙中阅读了全文，她对每一章都仔细地阅读，提出上百条意见，这对保证本书的质量起了重要的作用。陈振华老师承担了本书全部文字录入。对于她们和他们的支持在这里表示深切的谢意。气象出版社李太宇编审、周诗健编审为本书的出版做了很多工作，这里特别感谢他们的支持。

上面提到，本书的部分思想曾作为“科学知识”在《气候变化研究进展》上发表，在此对主编秦大河及编辑部的全体人员表示感谢，并特别感谢秦大河院士一向对我的工作的支持。北京大学周力平教授曾多次鼓励我把“科学知识”的栏目继续下去。所以请他们二人为本书作序，以此纪念多年来的友谊。

本书是在“973”计划“过去2000年全球典型暖期的形成机制及其影响研究”项目(2010CB950104)和中国科学院战略先导项目(9-XDA05090104)支持下出版的，为此对项目负责人葛全胜教授、课题负责人杨保研究员、郑景云研究员表示深切的谢意。

王绍武*

2011年于北京大学蓝旗营

* 王绍武，北京大学物理学院大气与海洋科学系教授，swwang@pku.edu.cn

目 录

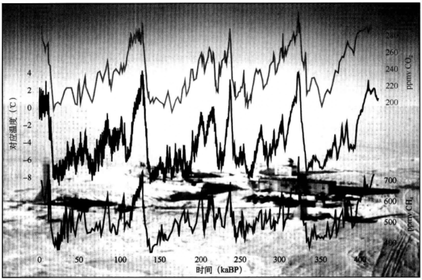
序一 …… 秦大河
序二 …… 周力平
前言 …… 王绍武
第1章 地球气候简史 …… (1)
1.1 地球的变化 …… (2)
1.1.1 地球史年代学 …… (2)
1.1.2 冰河时代、雪球 …… (3)
1.1.3 生物大灭绝 …… (7)
1.1.4 威尔逊旋回和高原隆升 …… (10)
1.2 地球气候史 …… (11)
1.2.1 古生代与中生代 …… (11)
1.2.2 第三纪 …… (13)
1.2.3 第四纪 …… (14)
1.2.4 全新世 …… (17)
1.3 冰期—间冰期旋回 …… (19)
1.3.1 旋回的证据 …… (19)
1.3.2 地球轨道要素 …… (21)
1.3.3 下一个冰期何时到来? …… (23)
1.3.4 末次冰期冰盛期 …… (25)
1.3.5 D/O振荡与H事件 …… (27)
1.3.6 冰期结束期 …… (29)
1.4 气候与人类 …… (31)
1.4.1 人类的出现 …… (31)
1.4.2 走出非洲 …… (33)
1.4.3 生活在冰期中 …… (35)
1.4.4 走进全新世 …… (37)
1.4.5 农业的起源 …… (38)
1.4.6 气候与中国农业 …… (40)
1.5 小结 …… (42)
第2章 全新世气候 …… (43)
2.1 末次冰消期 …… (44)
2.1.1 冰期结束期 …… (44)
2.1.2 冰消期冰融水事件 …… (45)
2.1.3 冰消期的THC …… (47)
2.1.4 冰消期气候变率 …… (49)
2.1.5 冰消期的季风 …… (51)

2.2 全新世大暖期 …… (54)
2.2.1 气候分期 …… (54)
2.2.2 大暖期 …… (56)
2.2.3 大暖期后 …… (59)
2.2.4 大暖期的模拟研究 …… (61)
2.2.5 中国的大暖期 …… (63)
2.3 早全新世气候湿润期 …… (66)
2.3.1 绿色的撒哈拉 …… (66)
2.3.2 从阿拉伯半岛到孟加拉湾 …… (68)
2.3.3 南美 ITCZ 的摆动 …… (69)
2.3.4 中国的湿润期 …… (70)
2.3.5 湿润期的模拟研究 …… (72)
2.3.6 岁差 …… (73)
2.4 全新世夏季风 …… (77)
2.4.1 全球季风的概念 …… (77)
2.4.2 东亚季风 …… (79)
2.4.3 南亚季风 …… (82)
2.4.4 非洲季风 …… (84)
2.4.5 美洲季风 …… (87)
2.4.6 澳洲季风与 ENSO …… (88)
2.5 小结 …… (90)
第 3 章 气候突变 …… (92)
3.1 全新世气候突变 …… (93)
3.1.1 研究气候突变的现实意义 …… (93)
3.1.2 气候突变性 …… (94)
3.1.3 气候突变的成因分析 …… (97)
3.2 全新世北大西洋冷事件与快速气候变化 …… (98)
3.2.1 冷事件年代学 …… (98)
3.2.2 快速气候变化 …… (99)
3.2.3 冷事件与夏季风衰退 …… (103)
3.2.4 冷事件气候影响的模拟 …… (105)
3.3 早全新世冷事件 …… (106)
3.3.1 早全新世几次冷事件 …… (106)
3.3.2 8.2 ka 事件 …… (109)
3.4 中全新世冷事件 …… (112)
3.4.1 5.5 ka 事件 …… (112)
3.4.2 4.2 ka 事件 …… (114)
3.5 晚全新世冷事件 …… (117)
3.5.1 2.8 ka 事件 …… (117)
3.5.2 黑暗时代冷事件 …… (119)
3.5.3 中世纪暖期和小冰期 …… (122)
3.6 小结 …… (125)
第 4 章 近千年气候变化 …… (126)
4.1 近千年温度变化 …… (127)

4.1.1 全球平均温度序列 ……………………………………………………… (127)
4.1.2 中国平均温度序列 ……………………………………………………… (131)
4.1.3 中世纪暖期和小冰期的地域性 ………………………………………… (136)
4.2 夏季风降水变化…………………………………………………………… (138)
4.2.1 印度夏季风 …………………………………………………………… (138)
4.2.2 非洲季风 ……………………………………………………………… (141)
4.2.3 东亚季风 ……………………………………………………………… (144)
4.2.4 ITCZ 变化……………………………………………………………… (146)
4.3 史料揭示的中国气候变化………………………………………………… (148)
4.3.1 研究历史 ……………………………………………………………… (148)
4.3.2 夏季旱涝型 …………………………………………………………… (149)
4.3.3 中国的小冰期 ………………………………………………………… (152)
4.3.4 近 5 ka 气候变化……………………………………………………… (154)
4.4 中世纪气候异常…………………………………………………………… (158)
4.4.1 气候变化型 …………………………………………………………… (158)
4.4.2 北美干旱 ……………………………………………………………… (159)
4.4.3 欧洲的中世纪气候异常 ……………………………………………… (161)
4.4.4 近 2 ka 中国的气候变化……………………………………………… (163)
4.4.5 尼罗河洪水 …………………………………………………………… (165)
4.4.6 中世纪气候异常的模拟 ……………………………………………… (166)
4.5 近千年的大气涛动………………………………………………………… (168)
4.5.1 大气涛动 ……………………………………………………………… (168)
4.5.2 大气涛动指数 ………………………………………………………… (168)
4.5.3 20 世纪的四大涛动 …………………………………………………… (171)
4.5.4 近千年的四大涛动 …………………………………………………… (174)
4.6 小结………………………………………………………………………… (176)
4.7 附录………………………………………………………………………… (176)
第 5 章 现代气候变暖 ………………………………………………………… (179)
5.1 全球气候变暖……………………………………………………………… (180)
5.1.1 研究历史 ……………………………………………………………… (180)
5.1.2 现代全球温度序列 …………………………………………………… (182)
5.1.3 气候变暖的观测事实 ………………………………………………… (184)
5.1.4 归因分析与预估 ……………………………………………………… (185)
5.2 气候系统变化……………………………………………………………… (187)
5.2.1 自由大气温度 ………………………………………………………… (187)
5.2.2 大气中的水 …………………………………………………………… (188)
5.2.3 冰冻圈 ………………………………………………………………… (191)
5.2.4 海平面变化 …………………………………………………………… (193)
5.3 中国气候变化……………………………………………………………… (194)
5.3.1 中国平均温度变化 …………………………………………………… (194)
5.3.2 温度变化的时空结构 ………………………………………………… (195)
5.3.3 中国温度的年代际变化 ……………………………………………… (197)
5.3.4 中国平均降水量变化 ………………………………………………… (197)
5.4 全球气候变暖的争议……………………………………………………… (202)
5.4.1 “曲棍球杆”之争 ……………………………………………………… (202)

5.4.2　近 10 年全球变暖的停滞 …… (204)
5.4.3　NIPCC 报告 …… (205)
5.4.4　太阳活动的影响 …… (206)
5.5　未来气候会变冷吗？ …… (208)
5.5.1　太阳活动减弱的证据 …… (208)
5.5.2　新的太阳活动极小期即将到来吗？ …… (210)
5.5.3　太阳活动极小期的寒冷气候 …… (211)
5.6　小结 …… (212)
第 6 章　气候变化与古文明 …… (213)
6.1　5 ka 的诺亚洪水 …… (214)
6.1.1　圣经中的大洪水 …… (215)
6.1.2　泥版中的大洪水 …… (215)
6.1.3　洪水发生的时间 …… (216)
6.1.4　洪水的古气候证据 …… (217)
6.1.5　诺亚方舟 …… (218)
6.2　4 ka 气候突变与世界古文明的衰落 …… (219)
6.2.1　尼罗河古文明的衰落 …… (219)
6.2.2　两河流域古文明的衰落 …… (220)
6.2.3　印度河古文明的衰落 …… (221)
6.2.4　中华古文明的更替 …… (222)
6.3　中国五帝时代(6～4 ka)的气候 …… (224)
6.3.1　五帝时代 …… (224)
6.3.2　考古与历史证据 …… (225)
6.3.3　古气候证据 …… (226)
6.4　4 ka 气候突变与中华古文明 …… (227)
6.4.1　新石器时代气候的考古证据 …… (228)
6.4.2　中华古文明的诞生与气候突变 …… (228)
6.4.3　洪水的历史记载与古环境证据 …… (229)
6.4.4　气候变干的古气候、古环境与考古证据 …… (229)
6.5　中国夏商周三代(4—2 ka)的干旱 …… (230)
6.5.1　干旱的史料 …… (231)
6.5.2　干旱的古环境证据 …… (232)
6.5.3　东亚夏季风的减弱 …… (234)
6.5.4　干旱的模拟研究 …… (234)
6.6　近 4 ka 气候变化与人类社会 …… (235)
6.6.1　近 2500 年欧洲气候变化与人类脆弱性 …… (235)
6.6.2　太阳活动影响 …… (237)
6.6.3　气候变化与中国的朝代交替 …… (239)
6.7　小结 …… (244)
6.8　附录 …… (244)
6.8.1　图 6.16 资料来源 …… (244)
6.8.2　古历史文献 …… (246)
参考文献 …… (247)
关键词索引 …… (279)
后记 …… (282)

第1章　地球气候简史[①]



① 本页的图取自 *PAGES News*，1999(3)，封面。图的背景是俄罗斯在南极的东方站，图中曲线自上而下分别为 CO_2（二氧化碳），温度，CH_4（甲烷），显示出近42万年来明显的10万年周期以及千年尺度气候振荡。

地球有 46 亿年(4.6 Ga,Ga 为 10 亿年,或 4600 Ma,Ma 为百万年,距今百万年即 MaBP,现在习惯省略 BP)的历史,全新世不过 1 万年(10 kaBP,ka 为千年,距 AD1950 千年即 kaBP,现在习惯省略 BP)左右,从时间上讲全新世只占地球历史的 46 万分之一。然而,这 1 万年正是人类发展,进入文明社会的重要时期。这 1 万年的气候史与社会发展、科学的进步有着密切的关系。因此,详细研究这段时间的气候史是气候学的一个重要任务。然而,如果对过去 4.6 Ga 的气候史没有一个概括的认识,是无法正确评价全新世的气候条件、也无助于对未来气候变化的预测。所以,在当前气候变暖已成为国际关注的热门问题时,古气候的研究也蓬勃地发展起来。由于我们的最终目的是研究近万余年全新世的气候,所以只用第 1 章分析全新世之前的气候变化,从份量上讲只占全书的六分之一。

1.1　地球的变化

然而,在这一章中我们也不可能按历史时间平均地讲述各段时间的气候,这不仅因为早期的资料十分稀少,也因为越接近我们所要重点研究的全新世,对我们也就具有更重要的意义。所以,在这一章中仍然是采用厚今薄古的原则,远古讲得笼统,时间越近就讲得越来越细。所以在这种情况下,只用这一节讲述地球的历史。

1.1.1　地球史年代学

地球的 4.6 Ga 历史可以分为两个大的阶段:隐生宙(Cryptozoic Eon)与显生宙(Phanerozoic Eon),宙(Eon)是划分地球史的最大单位。540 Ma 之前为隐生宙,从 540 Ma“生命大爆炸”开始为显生宙。以前把寒武纪之前称为前寒武纪,1977 年国际地层委员会前寒武纪地层分会在开普敦第四次会议上,把前寒武纪分为太古代(Archean Era)及元古代(Proterozoic Era),分界线在 250 Ma,现代已很少使用前寒武纪这个名字了。太古代是最古老的地质年代,保留下来的可靠化石非常少,所以又把太古代早期岩石还没有形成的时期划为冥古代(Hadean Era),即,地球形成时期。这时地球上没有任何生命,也没有水和土壤,其下限即从 3.8 Ga 海洋的出现为标志。自此以后,生物不断进步,到 540 Ma 寒武纪发生“生命大爆炸”。所以,地质学上把地球历史分为两个宙、六个代。前三个代为隐生宙,后三个代为显生宙。代之下为纪,纪之下为世,表 1.1 给出地球历史的地质年代简表。

表 1.1　地球历史的地质年代简表(Saltzman,2002,本文作者有补充)

代(Era)	纪(Period)	世(Epoch)	距今百万年(Ma)	生物
新生代(Cenozoic)	第四纪(Quaternary)	全新世(Holocene)	0.01—	哺乳动物 被子植物
		更新世(Pleistocene)	1.8—0.01	
	第三纪(Tertiary)	上新世(Pliocene)	5—1.8	
		中新世(Miocene)	24—5	
		渐新世(Oligocene)	38—24	
		始新世(Eocene)	55—38	
		古新世(Paleocene)	65—55	
中生代(Mesozoic)	白垩纪(Cretaceous)		144—65　E_5	爬行动物 裸子植物
	侏罗纪(Jurassic)		200—144	
	三叠纪(Triassic)		250—200　E_4	
古生代(Paleozoic)	二叠纪(Permian)		285—250　E_3	两栖动物、蕨类
	石炭纪(Carboniferous)		360—285	
	泥盆纪(Devonian)		410—360　E_2	鱼类、裸蕨
	志留纪(Silurian)		440—410	笔石藻类
	奥陶纪(Ordovician)		505—440　E_1	
	寒武纪(Cambrian)		540—505	三叶虫藻类
元古代(Proterozoic)			2500—540	多细胞动物藻类
太古代(Archean)			3800—2500	出现生物
冥古代(Hadean)			4600—3800	无生命现象

现代大家公认第四纪开始于 2.6 Ma 之前，而不是 1.8 Ma. 但是为了与图 1.3 保持一致我们没有更动表 1.1 中第四纪开始的时间。显然在整个地球的历史中显生宙只占 12%，而隐生宙占 88%。对显生宙的研究离不开一个重要的问题，就是大陆漂移。说到大陆漂移，先要说大陆。地球开始形成时是没有大陆的，Saltzman(2002)曾引用 Kuhn 等(1989)的工作，指出大约从 4.0 Ga 开始出现大陆。以后陆地面积逐渐增加，两次比较激烈的增长出现在 3 Ga 及 1 Ga(图 1.1)。有了大陆才谈得上大陆漂移，所以大陆漂移主要是近 600 Ma 即将进入显生宙以来的事。图 1.2 给出显生宙中的八个时期的大陆分布。最早的是寒武纪(515 Ma)。至少在中奥陶纪，那时所有的大陆，波罗的海(Baltica)、劳仑泰(Laurentia)、西伯利亚(Siberia)、中国(China)、哈萨克斯坦(Kazahstania)、以及广大的冈瓦纳(Gondwana)大陆，均处于接近赤道的位置，两极地区为海洋。志留纪中期(425 Ma)冈瓦纳大陆漂移到南极，但北极仍为开阔的海洋。石炭纪早期(360 Ma)西伯利亚移到了接近北极的位置。劳仑泰与波罗的海板块合并成新的劳亚大陆，开始与其南方的冈瓦纳大陆碰撞。碰撞切断了热带的海洋通道，在古生代末期及三叠纪初(240 Ma)形成联合大陆(Pangea)，在大陆东边形成一个接近闭合环的特底斯海(Tethys Sea)，其余的大面积海洋形成泛大洋(Panthallasic Ocean)。过去 200 Ma 一个特点就是冈瓦纳大陆分裂成现代大陆的形状。这包括在早白垩纪(100 Ma)冈瓦纳分成几片，北部板块分裂出劳拉细亚(Laurasia)。以后在始新世中期从欧—亚—非大陆分裂出北美及南美，形成大西洋。在整个新生代逐步确定了现代大陆的分布格局。在这个时期之初印度就完成了与亚洲大陆连接。始新世澳大利亚开始从南极大陆分裂出来，大约在 30 Ma 前后建立了环绕南极的洋流。从第三纪晚期至今，仍然有一些其他的变化，最主要的是 10～3.5 Ma 穿过巴拿马的海路的关闭，形成分隔大西洋与太平洋的地峡，以及西西伯利亚海路的关闭，阻止了海水流向北冰洋。

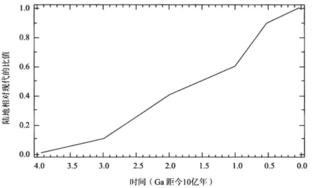


图 1.1 4 Ga 以来陆地与现代陆地比值(原作 Kuhn, *et al*. 1989, 取自 Saltzman, 2002)

1.1.2 冰河时代、雪球

有了这个海陆分布的基本概念，就可以扼要地讨论地球气候变化的历史了(图 1.3)。Saltzman(2002)指出地球历史上有 4 次大的冰河时代(Ice Age Epoch)，为了与冰期—间冰期旋回区别，有时也称大冰期(Glaciation)：

(1)元古代晚期 750 Ma～600 Ma。

(2)奥陶纪末 460 Ma，那时冈瓦纳大陆在南极，部分地区(现代的北非撒哈拉)形成冰河时代。

(3)石炭纪末到二叠纪初，约 300 Ma 在那时形成潘基亚泛大陆的冈瓦纳部分有广泛的冰盖，现在这一部分大陆即南美、南非、澳大利亚、印度及南极洲。

(4)在过去 50 Ma 逐渐冷却极冰开始增长。上新世中期温度下降激烈，在过去大约 2.6 Ma 形成强的冰河时代。

冰河时代中，地球两极形成冰盖并充分发育，两极冰盖大范围扩展至中低纬度(30°以内)，甚至有学者怀疑地球在冰河时代中有可能被全部冰封，因此也被称为“冰雪地球(Snowball Earth)”，或简称雪

球(胡永云、闻新宇,2005)。这个概念最早在 1960s—1970s 提出,当时是出于能量平衡模式的非线性反馈测试,人们认为地球有可能全部冰封(Kirschvink,1992)。1992 年 Kirschvink 最早提出冰雪地球的概念(Kirschvink,1992),强调了低纬度在新元古代可能被完全冰封。2000 年前后,哈佛大学的 Hoffman 等连续发表文章(Hoffman and Schrag,2000;Schrag,2001)佐证冰雪地球在地球历史上的存在,冰雪地球的研究遂成为古气候学界的热点之一。

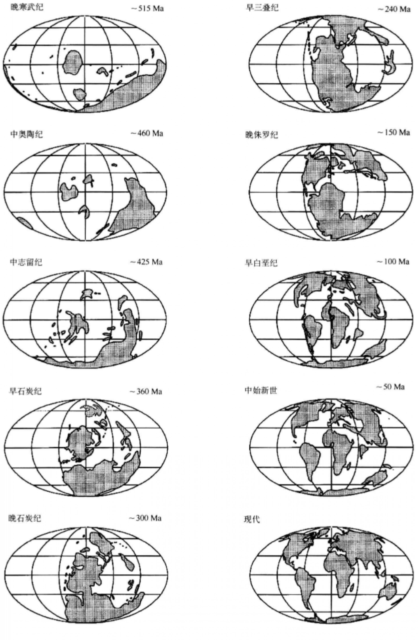


图 1.2　过去 500 Ma 海陆分布示意图(原作 Scotese,1997,取自 Saltzman,2002)

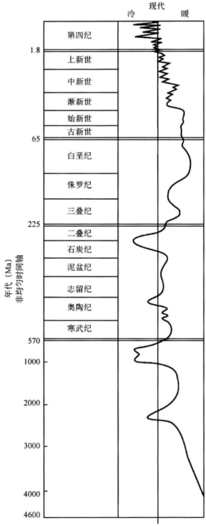


图1.3　全球平均温度变化(原作 Frakes,1979,取自 Saltzman,2002)

有证据表明元古代早期(2.4 Ga～2.1 Ga)也有冰河时代,称为 Huronian(休伦)大冰期,也有文献称古元古代冰期(Paleoproterozoic Glaciation)。最早于20世纪80年代后期在加拿大南部的岩芯中发现这一时期存在大范围的冰碛层和冰川摩擦痕迹,后来于1997年在南非的岩芯中又发现了新的地磁证据,都证明了 Huronian 大冰期的存在(Kump,*et al*. 2004)。这次冰河时代持续时间很长,达200 Ma～300 Ma之久,中间又可细分为3次冰期,但总的来说,这一时期地球气候极端寒冷,两极冰盖充分扩张,至少覆盖至中低纬度(30°以内)。值得说明的是,在 Huronian 大冰期前,发生过一次对于大气组分而言十分重要的变化,即"氧气灾难"(主要是针对当时占大多数的厌氧生物而言):约2.4 Ga前后,由于海洋中的Fe元素已全部被氧化,海洋藻类所排出的氧气开始冲出海洋进入大气,大气中氧气含量开始逐渐上升(Kump,*et al*. 2004)。氧气灾难带来两个直接后果,被认为可能直接导致了 Huronian 大冰期:一是大气中 CO_2 和 CH_4 开始减少,这突然地削弱了大气的温室效应;二是平流层开始出现臭氧层,这突然削弱了到达地面的太阳辐射。Huronian 大冰期的历时200 Ma～300 Ma之久,期间不断累积的火山喷发为大气中重新

补充温室气体,可能是这次冰期得以恢复的最重要机制(Kump,*et al*. 2004)。

新元古代大冰期(Neoproterozoic Glaciation)发生于元古代末期。这次大冰期的冰川遗迹在全世界几乎所有大陆都有发现(只有南极大陆由于冰雪覆盖无法采集岩芯而没有发现证据),证据十分丰富。据估计这次大冰期中,地球温度降至－50℃,地球有可能完全被冰雪覆盖,赤道地区海冰厚度达到1～2 km,陆地冰川则厚达几千米(Hoffman and Schrag,2000)。这次冰期也长达200 Ma之久,中间又可细分为2次冰期(750 Ma和600 Ma)。对这次大冰期的形成原因尚有争议,主流观点认为主要是因为当时的大陆板块"恰巧"都集中在热带,过强的雨水冲刷导致大气中原本丰富的温室气体流失严重,从而温室效应明显减弱,地球气候随即进入冰期,当两极冰盖向低纬扩张至南北30°时,就触发了极强的不稳定的冰雪正反馈机制,地球迅速被完全冰封。对这次冰期的恢复,人们仍主张用火山喷发带来温室气体累积,并最终恢复温室效应的机制来解释(Hoffman and Schrag,2000)。

元古代早期和晚期的这两次大冰期,是地球史上最严重的两次大冰期,其持续时间之长、影响范围之广,都是史无前例的。之后的显生宙中的三次大冰期再也没有达到这样的长度和强度。究其原因,有两点值得思考:首先是太阳辐射,太阳辐射强度从地球形成以来持续增强,显然在太阳辐射较弱的时候容易形成大冰期;其次是地质化学循环(也称碳酸盐—硅酸盐循环),随着地心的逐渐冷却,地球碳—硅循环在过去的4.6 Ga中逐渐减弱,火山活动逐渐减少,大气中温室气体也逐渐变薄,地球的温室效应日趋衰弱,显然在温室效应较弱的时候容易形成大冰期。这两点的叠加,意味着在元古代以前,虽然太阳辐射较弱,但有较强温室气体支撑;而在元古代以后,虽然温室气体较弱,但有较强的太阳辐射支撑。恰恰在元古代时期,太阳辐射仍然较弱,地球温室效应却又过早地"衰退",使得地球气候对温室效应的微小变化十分敏感,稍有减弱就容易进入长时期的大冰期。在此大背景上,再加上两次特殊事件(氧气灾难和板块集中于热带)的推波助澜,终于形成长达200 Ma以上的寒冷时代。总之,这两次大冰期全部是因为温室效应减弱开始,又因为温室效应增强而恢复,鉴于碳—硅循环中火山喷发带来的温室气体累积是一个漫长的地质过程,它们的恢复都是十分缓慢的。

这两次大冰期在生物学层面上也具有重要意义。Huronian大冰期恢复后,地球生物开始了从藻类和原核生物向真核生物及多细胞生物的进化,这大大加速了光合作用的效率,使得大气中氧气浓度稳步上升,而CO_2浓度稳步下降,大气组分的改变又进一步促进了生物的进化。新元古代冰期恢复后,生物的种类和数量得到了空前的发展,即所谓的"寒武纪生物大爆发",这之后动物和植物都以前所未有的速度进化,其中植物的进化(蕨类植物—裸子植物—被子植物)进一步加速了光合作用的效率,大气中O_2上升和CO_2下降的速度大大加快。

地球在前90%的时间里(隐生宙),地球气候主要受太阳和地质化学循环的调制,原始藻类的光合作用在2.5 Ga之后开始加入影响地球气候的队伍中来,但还不是主要的。而在后10%的时间里(显生宙),地球气候开始受多种因素的影响,比如:植物高效率的光合作用、地球板块的移动、小行星的撞击、轨道要素、热盐环流等,而太阳本身的变化和地质化学循环的影响则退到了次要地位,因此,显生宙中的三次大冰期和隐生宙中的这两次冰雪地球也显得大不相同。

Shaviv(2002)曾指出,过去1 Ga(1000 Ma)中至少有七次大冰期,他称之为ice-age epoch,是冰河时代的意思,并且认为这与太阳通过银河旋臂(galactic spiral)有关。在通过银河旋臂时,宇宙线通量(cosmic ray flux,CRF)大增,可能从相当于现代CRF的25%上升到135%,使温度下降15 K,形成冰期(表1.2)。表1.2中同时列出Saltzman(2002)给出的大冰期,可见大体上是一致的。如上所述,750 Ma和600 Ma可能是两次,那就与Saltzman(2002)的结论更接近了。此外,在1 Ga(1000 Ma)之前仍然可能有冰河时代如Huronian大冰期,这在图1.3上也有反映。虽然这些资料,特别是年代学不确定性很大,但是我们至少可以由此得到一个宏观的概念。地球的历史上发生过若干次冰河时代,至少有5次是得到公认的。

表 1.2　近 1 Ga 的冰河时代，单位 100 Ma(Shaviv，2002，本文有补充)

序号	1	2	3	4	5	6	7	作者
冰河时代	0—0.3	1.2—2.0	2.6—3.9	4.4—4.6	5.5—6.4	7.0—7.7	8.8—9.4	Crowell(1999)
冰河时代	0—0.6	1.1—1.9	2.5—3.4	4.2—4.5	5.6—6.2	7.2—8.0	9.0—9.7	Frakes(1992)
宇宙线高通量	0—0.7	1.2—2.0	3.3—3.9	4.2—4.9	5.6—6.2	6.8—7.6	8.9—9.5	Shaviv(2002)
冰期	0—0.02		3.0	4.6		6.0—7.5		Saltzman(2002)

1.1.3　生物大灭绝

3.5 Ga 以来地球上生存过大约 40 亿种生物，其中 99%现在已经不存在了。这表明物种灭绝是很正常的。但是有的时期物种灭绝率相对较高，被称为大灭绝(mass extinction)(Barnosky *et al*. 2011)公认的大灭绝共有五次，都发生在古生代(540 Ma～250 Ma)及中生代(250 Ma～65 Ma)(Raup and Sepkoski，1982)。但灭绝率较高的事件绝不止这五次，寒武纪(540 Ma～505 Ma)以来至少有 29 次，不过大多灭绝强度比这五次弱(Hallam and Wignall，1997)。Jablonski(1994)认为，可以把灭绝率达到 75%的称为大灭绝，根据这个定义也只有五次灭绝达到这个标准(表 1.3)。图 1.4 给出近 600 Ma 灭绝率，图中 a，b，c，d，e 表示五次灭绝。图 1.5 为海洋生物科数。相应 a，b，c，d，e 表示科数下降，与图 1.4 中的灭绝率峰值相对应。

表 1.3　5 次大灭绝的物种灭绝强度(Jablonski，1994；引自 Hallam and Wignall，1997)

大灭绝时间(Ma)	科		属	
	观测到的灭绝(%)	计算的物种消失(%)	观测到的灭绝(%)	计算得到的物种消失(%)
E_1 奥陶纪末(443)	26	84	60	85
E_2 泥盆纪晚期(359)	22	79	57	83
E_3 二叠纪末(251)	51	95	82	95
E_4 三叠纪末(200)	22	79	53	80
E_5 白垩纪末(65)	16	70	47	76

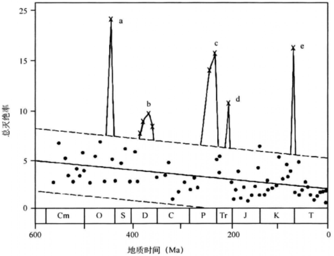


图 1.4　海洋生物灭绝率(科数/Ma)(Raup and Sepkoski，1982，取自 Hallam and Wignall，1997)
Cm 寒武纪，O 奥陶纪，S 志留纪，D 泥盆纪，C 石炭纪，P 二叠纪，Tr 三叠纪，J 侏罗纪，K 白垩纪，T 第三纪

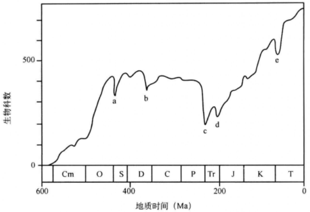


图 1.5　近 600 Ma 海洋生物科数，科的消失率

a. 12%，b. 14%，c. 52%，d. 12%，e. 11%，缩写符号与图 1.4 相同(Hallam and Wignall，1997)

有的人指出当前又面临一次新的大灭绝(Barnosky *et al*. 2011)，称之为第六次大灭绝，不过对此有不同的看法。地球上的生命起源至少可以追溯到 3.5 Ga 前，但是很长时间地球上的生命形式只有微生物和细菌，一直到“寒武纪(生物)大爆发”。

第一次大灭绝出现于 440 Ma(在表 1.1 中用 E_1 表示)的奥陶纪与志留纪之交，所以也用 O-S 表示。奥陶纪气候温和，浅海广布，世界上许多陆地都被浅海覆盖，海洋生物空前发展。包括笔石、珊瑚、腕足、海百合、苔藓虫和软体动物类。在奥陶纪末期发生了一次规模较大的冰期。现在的撒哈拉所在的陆地当时位于南极。南极冰盖迅速扩大，海平面下降 150m 以上，海洋生物的生存空间骤然减少，笔石、三叶虫等海洋动物大量灭绝，致使地球上 7.9～3.3 Ma 之内物属减少了 57%，物种灭绝了 86%(Sutcliffe *et al*. 2000；Sheehan，2001)。也有人认为这次大灭绝是一颗超新星爆发产生的伽马射线袭击了地球、导致宇宙射线杀死了大量浅海生物。

第二次大灭绝发生于 367 Ma(表 1.1 中用 E_2 表示)在泥盆纪与石炭纪之交，也用 D-C 表示。经过这次大灭绝物属减少了 35%，物种消失了 75%(Murphy *et al*. 2000；Bambach，2006)。海洋中的物种比淡水中的物种受到的影响更大，珊瑚、腕足动物、菊石、海百合等许多无脊椎动物损失惨重。而在陆地上，正在不断衍生出新种的植物。从暖水海洋中物种不成比例的消失来看，全球变冷可能是一个重要的因素。有人认为气候变冷的原因可能是中太平洋深海火山的喷发。

第三次大灭绝出现于 250 Ma(表 1.1 中用 E_3 表示)，即二叠纪与三叠纪之交，经常用 P-T 表示(Visscher *et al*. 1996)。二叠纪地球上一派欣欣向荣的景象，海百合、菊石、珊瑚和鱼类在海洋中异常繁荣，两栖动物及爬行动物进一步深入内陆活动。大约在 245 Ma 前，地球历史上最大的一次集群灭绝事件发生了(Ward，*et al*. 2000；Bowring，*et al*. 1998)。2.8 Ma 内物属数减少了 56%，物种数减少了 96%(Erwin，1994；Knoll *et al*. 2007；Payne *et al*. 2010；)。受影响最大的是海洋生物，超过 3/4 的脊椎动物消失了。蜥蜴类、两栖类、兽孔目爬行类也急剧衰落。有人认为这次大灭绝的原因是西伯利亚火山爆发，持续约 1 Ma，导致大气含氧量下降(Renne，*et al*. 1995)。但是也有人认为可能是与来自天外的星体碰撞的结果(Becker *et al*. 2001)。

第四次大灭绝发生于三叠纪与侏罗纪之交，所以也用 T-J 表示。距今 208 Ma(表 1.1 中用 E_4 表示)。这是显生宙 5 次大灭绝之一(Ward，*et al*. 2001；Hesselbo *et al*. 2007)。这次灾难造成 8.3～0.6 Ma 之内 47%的物属灭绝，物种减少 80%。海洋生物科的灭绝率是 25%。还有研究认为在三叠纪末期至少有两次灭绝时期，相隔 1200 万—1700 万年。但是，不论是单一的大灭绝，还是连续小灭绝的组合，在这一时期里，牙形石类全部灭绝、菊石、海绵动物、头足类动物、昆虫及陆生脊椎动物中的多个门类都走到了进化的终点。虽然这次大灭绝的损失相对较小，但是它却腾出了许多“生态位”，为很多新物种的产生提

供了有利条件，恐龙就是从此开始了他们统治大地的征程。有人认为这次大灭绝的原因是盘古大陆分裂，导致又一次超级火山爆发。结果是消灭了除恐龙以外的所有元龙类；恐龙由于适应新的环境而迅速崛起并成为地球的主宰。真正的哺乳类在三叠纪末已经出现，虽然也熬过了这次灾难，但是由于对于新的环境的适应力不如恐龙，所以之后一直生活在恐龙的阴影之下，在新生代以前始终没有能向大型化发展。

第五次大灭绝发生在 65 Ma 前（在表 1.1 中用 E_5 表示），由于在白垩纪与第三纪之间，所以也用 K-T 表示（Shukolyukov，*et al*. 1998；Archibald *et al*. 2010；Mukhopadhyay *et al*. 2010）。这是地球历史上第二大的集群灭绝事件，广为人知的是恐龙的灭绝。据统计，在白垩纪末，生物圈有 2868 个属，到了第三纪初就只剩下 1502 个属，灭绝率达 52%，种的灭绝率达 85%。受影响最大的是陆地上的恐龙和海洋生物界的浮游生物，也包括一些海洋底栖生物类别。其灭绝率为：淡水生物达 97%、海洋浮游微生物为 58%、海洋底栖生物为 51%、海洋浮游生物为 30%。除了恐龙灭绝之外，曾在前四次大灭绝中都得以幸存的菊石最终还是灭绝了。但是，某些物种却基本没有影响，鳄鱼、海龟。蜥蜴、哺乳动物以及鸟类都顺利度过了这场危难。恐龙及其同类的消失为哺乳动物及人类的登场提供了契机。也许是因为这次灭绝具有太大的吸引力，科学家对它的研究也最多。专家们分别从火山喷发、气候变化、环境变化和宇宙线变化的角度进行了研究。目前普遍接受的一种解释是这次大灭绝是一颗巨大的小行星或彗星坠落到地球上产生的尘埃遮天蔽日，引起地球植物大量死亡，恐龙等大批动物因食物匮乏而遭致灭顶之灾。虽然有的作者对此提出质疑（Kyte，1998），最近 Schulte 等（2010）提供了最全面的证据。

如上所述，古生代以来至少发生过五次生物大灭绝是肯定的，强度较弱的灭绝还有若干次。至于其发生的原因，则对每次大灭绝的分析都有不同意见。Hallam 和 Wignall（1997）总结了 14 次灭绝的原因，大体上归纳为六种：(1)火流星（bolide），一般认为是 E_5 发生的原因，但是在其他 13 次较大的灭绝事件中找不到类似的证据，(2)火山爆发，在 E_4 及古新世末的 3 次灭绝中可能有重要作用。(3)寒冷，在 14 次灭绝中有 7 次有寒冷的证据，其中 6 次为海平面的低点。(4)二叠纪末（E_3）与古新世末的灭绝伴有气候变暖。(5)14 次之中有 7 次伴有海退（regression）。(6)14 次之中有 12 次伴有海侵（transgression），主要可能是缺氧所致。

最后，如果没有人类的干扰，在过去的 200 Ma 中，平均大约每 100 a 有 90 种脊椎动物灭绝，平均27 a 有一个高等植物灭绝。在此背景下，人类的干扰，使鸟类和哺乳类动物灭绝的速度提高了 100～1000 倍。1600 a 以来，有记录的高等动物和植物已灭绝 724 种。粗略计算这 400 a 期间，生物生活的环境面积缩小了 90%，物种减少了一半，其中由于热带雨林被砍伐，对物种损失的影响更为突出。在过去的 400 a 中，全世界共灭绝哺乳动物 58 种，这个速度较化石记录高 7～70 倍。在 20 世纪的 100 a 中，全世界共灭绝哺乳动物 23 种，约为化石记录的 13～135 倍。生物多样性正面临着有史以来最严重的威胁。是不是我们正面临着第六次生物大灭绝，值得每一个人深思（Myers，1990；Dirgo and Raven，2003）。图 1.6 给出不同作者对 21 世纪生物灭绝的预测，根据这些研究，21 世纪生物灭绝要高于 20 世纪，并且超过了化石记

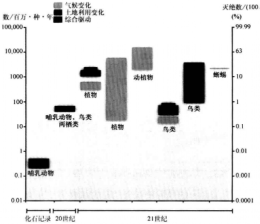


图 1.6　21 世纪生物灭绝的预测，与 20 世纪和化石记录的比较（Pereira *et al*. 2010）

录的平均水平，但是尚未达到大灭绝的水平(Pereira *et al*. 2010)。Barnosky 等(2011)也认为，现代物种的消失是严重的，但是还没有达到古生物学意义上的大灭绝。不过，无论把现代生物与古生物比较有多大困难，也要承认现在是“十分危险”的，也许只要几百年就可能出现第 6 次大灭绝，特别未来气候异常变暖，大气中 CO_2 浓度继续增加，加强了这种危险，因此要尽一切可能解除那些造成现代物种灭绝的压力。

1.1.4　威尔逊旋回和高原隆升

上面 1.1.1 节已经谈到过大陆漂移，在三叠纪初(250 Ma)形成联合大陆，下面将要指出，联合大陆的形成是形成“超级季风”的重要条件(汪品先，2009)。加拿大地质学家 Wilson 于 1966 年提出在联合大陆之前还应该存在过更早期的曾经拼合在一起的早期“泛大陆”。这种大陆崩裂，洋盆开启与闭合，被理解为具有开始与终结的过程，是一种可以重复出现的现象，所以称为威尔逊旋回。Wilson 把这个过程概括为六个阶段：(1)萌芽阶段，在陆壳基础上因拉张开裂形成大陆裂谷，如现代的东非裂谷。(2)初始阶段，陆壳继续开裂，开始出现狭窄的海湾，局部已出现洋壳，如红海、亚丁湾。(3)成熟阶段，由于大洋中脊向两侧不断增生，海洋边缘又出现俯冲、消减现象，所以大洋迅速扩张，如大西洋。(4)衰退阶段，大洋中脊虽然继续扩张增生，但大洋边缘一侧或两侧出现强烈的俯冲、消减作用，海洋总面积逐渐减小，如太平洋。(5)残余阶段，随着洋壳海域的缩小，终于导致两侧陆壳地块相互逼近，其间仅残留小型洋壳盆地，如地中海。(6)消亡阶段，海洋消失，大陆相碰，使大陆边缘原有的沉积物强烈变形隆起成山，如喜马拉雅山、阿尔卑斯山。

从二叠纪到侏罗纪早期(250～180 Ma)的联合大陆由北半球的劳亚大陆和南半球的冈瓦纳大陆在赤道附近连结而成。汪品先(2009)曾给出联合大陆的“超级季风”示意图(图 1.7)，指出夏季北半球古陆为低压，同时的南半球为高压(图 1.7a)，北半球海陆交界降水量最大在 6 mm/d 以上，相当年降水量 2000 mm 以上(图 1.7b)，北半球夏季 ITCZ(热带辐合带)偏北(图 1.7d)，冬季 ITCZ 偏南(图 1.7c)。ITCZ 位移达到 40°—50°纬度，可见那时季风之强烈。侏罗纪晚期，随着联合大陆的分裂，“超级季风”也相应解体，从降水量分布的格局来看，晚侏罗纪依然以季风气候为主，而白垩纪的气候格局就变为以纬向的行星风系为主。

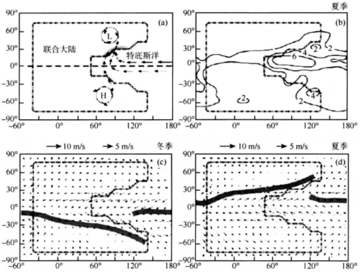


图 1.7　250～180 MaBP 联合大陆的“超级季风”示意图

a. 灰线内为联合大陆、东部南北半球大陆之间为特底斯洋，箭头为风向；b. 北半球夏季的等降水量线(间隔 2 mm/d)；c. 北半球冬季的地面风，粗线为 ITCZ；d. 北半球夏季的地面风，粗线为 ITCZ(汪品先，2009)

现代气候是季风强烈的时期，这个季风气候系统是何时建立的呢？汪品先(2009)认为东亚季风系统的形成不晚于渐新世与中新世之交，即大约 24 Ma(表 1.1)。然而，已知的其他季风系统的历史，都比东亚季风短得多，印度季风可能开始于 8 Ma，非洲季风的历史更短，但也可能这是资料不足造成的。几年之前，人们还认为东亚季风可能开始于 2 Ma 或至多 8 Ma，现在把这个时期大为提前了。另外汪品先(2009)强调古季风系统的建立有海陆分布和高原隆升两个方面的原因。因为只有存在高山时，季风才能深入内陆。第三纪以来，至少是在青藏高原隆升到现代一半的高度，季风才能较为显著。所以从这个角度讲确实从 8 Ma 开始高原隆升逐步加强，南亚季风与东亚季风也随之增强。

这里把青藏高原隆起的过程做一个简单的介绍。青藏高原是地球上最高的高原，而且对亚洲乃至全球气候形成具有举足轻重的作用，谈到中国气候的形成与变化，离不开对青藏高原影响的认识。所以，在讲述高原隆升的过程中，也加入了一些对中国气候变化的描述。青藏高原隆升主要是在第三纪(6.5～1.8 Ma)完成的。隆升不是一个均匀的过程，而是包括若干次隆升的时期。虽然，不同的作者对隆升时期的估计有不少出入。但大体上有 4～5 次的隆升期，基本上是可以相信的(黄春长，1998；汤懋苍，柳艳香，2001)(表 1.4)。

表 1.4　青藏高原隆升期(Ma)

隆升期	1	2	3	4	5	作者
	45—38	25—17		3.4		施雅风，1998
			9—8	3.6—2.6		An *et al*. 2001
			7.2	3.4		An，2000
		25—17	13—8	3		丁林和钟大赉，1998
	43—36	20—18	11—9.6	3.6—2.6	0.78	汤懋苍和柳艳香，2001

在第三纪初期古新世青藏高原尚未形成，中国气候主要受行星风系控制，在 18°～35°N 之间形成一条东西走向的干旱带，中国南部现在为季风控制的湿润区气候干燥。始新世的气候变化不大，有的作者认为青藏高原已开始隆起。渐新世青藏高原隆起，东南季风形成，南方气候变得湿润。中新世初期及晚期可能各有一次高原隆起过程，西南夏季风形成，中国的干旱带分布已接近今天的格局。上新世开始高原隆升，可能平均高度已达到 2000 m。高原冬季是冷源，夏季是热源，高原的隆起增加了冬季风的强度，夏季西南季风与东南季风也相应增强(黄春长，1998)。第四纪以来，特别 1.2～1.3 Ma，0.8～0.9 Ma 及 0.5～0.6 Ma 3 次隆升，使高原面从1.3 Ma的 2400 m 到 0.9 Ma 上升到 2900 m，0.6 Ma 上升到 3600 m，对东亚大气环流，尤其是东亚季风产生了重大的影响(孟宪伟等，2010)。由 1.3 MaBP 之前夏季风强盛转到冬季风强盛(吴锡浩，安芷生，1996)，到 0.6 Ma 之后高原隆升到 4200 m，这种形势更为明显(吴锡浩等，1998)。近 0.6 Ma 中 100 ka 的冰期—间冰期旋回十分明显就是最好的例证(孟宪伟等，2010)。

1.2　地球气候史

地球的历史已大体上如上节所述，这一节系统介绍各个时期的基本气候特征。由于"生物大爆炸"带来了无比丰富的古生物学的气候证据，所以我们从 540 Ma 年前进入显生宙开始讲。

1.2.1　古生代与中生代

如表 1.2 所示，在过去的 1 Ga 中，前 500 Ma 可能有三次冰河时代，后 500 Ma 可能有四次冰河时代。古生代(540—250 Ma)就开始于第五个冰河时代之后。早古生代要比前寒武纪冰川作用时温暖得多。寒武纪的大部分时间是海进时代，温暖的海水在大部分陆块周围形成相当宽阔的地带。生物和岩石包含的丰富的温暖气候标志表明，寒武纪和奥陶纪的气候温暖，特别奥陶纪就经历了三次温暖与三次寒冷期的交替，图 1.3 相应部分，大体勾画出这个特点。寒武纪的气候可能比现代略暖，在经过奥陶纪的显著波动之后奥陶纪末期再次进入冰期，相当表 1.2 中的第四次冰河时代。但是，据信那时并不十分严寒。在志留纪早期迅速变暖，以后缓慢的变冷。总的讲志留纪和泥盆纪气候温暖而干旱，直到晚石炭纪又急剧变冷，一直到二叠纪早期，形成一个强烈的冰河时代。过去国内文献中经常指出，地球历史上有三次冰河

时代(或称大冰期);震旦纪(1000—600 Ma)、石炭—二叠纪(270 Ma)及第四纪(2.6 Ma)。石炭—二叠纪即相当表 1.2 中的第 3 个冰河时代,震旦纪则相当第 5～7 个冰河时代。石炭—二叠纪的冰川活动十分强烈,全球许多部分被冰川覆盖了近 80 Ma,比早古生代的冰期长得多。

中古生代的气候温暖而干燥的地区远超出了现今的热带地区。虽然也有一些波动,但在地质记录中中生代气候稳定是一个主要特征。三叠纪气候是比较温暖的,而且可能是地球历史上最干燥的时期。早侏罗纪比中三叠纪气候要冷、而湿润。但是侏罗纪气候总的讲依然是温暖而干燥的。南纬 75°的水温比现代要高 7 K。白垩纪时期已经有了较多的 $\delta^{18}O$ 记录,可以用来研究古水温。有证据表明赤道地区白垩纪的底水温比现代高 5～7 K。白垩纪应看作全球性强烈温暖的时期。从大约 200 Ma 至今北半球平均温度下降约 2～3 K,但 60°～70°N 年平均温度下降约 10 K,冬季下降约 20 K。不过注意在中生代早期就形成了特底斯海,大洋环流必然对地球气候的形成有重要的影响,这是我们在研究这段时期的古气候时不应忽略的。所以,要解释地球历史上这个巨大的热力异常,不一定要假设太阳常数增加,因为这时大陆的轮廓对全球气候有巨大的影响。在整个中生代期间泛大陆呈南北向分布(参看图 1.2),其狭窄部分处于低纬度。因而,赤道太平洋要比现代宽一倍。同时,由于海洋吸收了大量的太阳辐射,而且当时大陆陆块还没有充分分离,所以海洋环流比较简单,通过海洋向高纬输送的热量远高于现代。

图 1.8 给出近 400 Ma 地球气候概要。主要是 CO_2 的记录,这些记录有四个来源:土壤中及海洋中

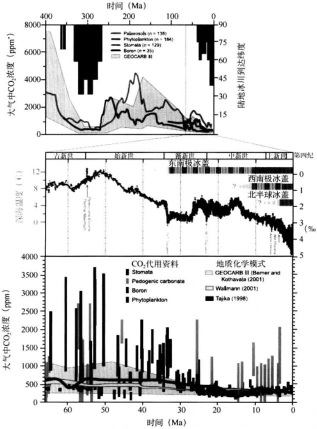


图 1.8　400 Ma 以来的地球气候概要(Jansen *et al*. 2007)

* ppm 百万分率,1 ppm=10^{-6}

生物碳同位素比、碳化六硼比值及树叶气孔与大气 CO_2 含量的关系。不同资料来源的结果虽有出入，但是大体上是一致的。4 亿年来有两个冰河时代，一次在 300 Ma 左右，一次在 40 Ma 以来，大气 CO_2 浓度低，而冰川向低纬扩展。这与表 1.2 中第 1 与第 3 个冰河时代一致。表 1.2 中的第 2 个冰河时代在古土壤(图 1.8 中橙色线)曲线上也有反映，但是没有冰盖扩展的迹象。而其他两个冰河时代均有冰盖向低纬扩展到 45°乃至 30°纬度的记录。图 1.8 的开始时间为泥盆纪，气候温暖，大气 CO_2 浓度很高，在中生代，CO_2 浓度又达到一个新的高峰时期，这与中生代温暖气候是一致的。200 Ma 以后大气 CO_2 浓度呈下降趋势，这也反映了气候的变冷，直到 40—35 Ma 南极冰川开始扩展。

1.2.2　第三纪

中生代的新生代包括第三纪与第四纪。第三纪的气候特点就是温度逐渐下降。但是下降过程仍有波动。新生代初期南极并无冰雪，氧同位素古温度分析表明，当时南极附近海洋相当温暖，比现代高约 18 K，即使在很高的纬度仍有森林(Williams *et al*. 1993)。某些关键区域的大陆漂移可能对后来的降温具有决定作用。在约 50 Ma 以后澳大利亚向北移动，形成重要的南大洋通道，在西风环流作用下形成环南极洋流，阻挡了北部低纬度暖流抵达南极海岸，使得南半球向高纬输送热量减少，促使南极变冷。但这时热带地区受影响不大，因此加大了赤道—极地间的温度梯度，大气西风环流增强。

第三纪的降温过程不是均匀的，有几次激烈的降温过程。古新世与始新世之交，赤道洋流可环绕全球，在南、北美洲之间，印—欧之间和澳—印之间形成通道。温度达到第三纪的最暖，进入始新世之后南大洋逐渐展宽，环南极洋流的加强阻止了热量向高纬的输送，使高纬地区海洋变冷。渐新世开始时，有一次重要的变冷事件，深部海水温度下降 4～5 K，南极周围海面出现冰冻及大面积海冰，两个半球高纬陆地温度下降 10 K。渐新世前德雷克海峡形成，使环南极的洋流进一步加强，南极温度继续下降，南极冰盖扩大。中新世晚期(6.2～5 Ma)又有一次全球性的降温过程，海平面下降 40～50 m，这次海退对地中海影响甚大，地中海与其他大洋分离开来，只留下一个小的通道。

第三纪有两个气候温暖时期，对研究全球气候变暖有启示意义(Jansen *et al*. 2007)。55 Ma 温度达到第三纪的高峰。在不同的纬度，在地面以及在深海都有气候温暖的证据。这个暖期持续了约 10 万年(100 ka)。在古新世与始新世之交(55 Ma)温度出现峰值，CO_2 也达到了峰值，不少记录显示大气中 CO_2 浓度达到3500 ppmv* 左右，这个峰值经常被称为古新世—始新世热力极大值(Palaeocene-Eocene Thermal Maximum，PETM)。在高分辨率资料中，PETM 看得十分清楚(图 1.9)。$\delta^{13}C$ 很快下降意味着大气中 CO_2 及 CH_4 迅速增加，按 $\delta^{18}O$ 变化合算温度约相当于温度上升 5 K。碳同位素记录、数值模式表明海洋水合物快速分解是碳通量的主要来源。从理论上讲附加的温室碳大部被海洋吸收、降低海水的 pH 值，造成海床碳酸盐的大范围溶解。南大西洋两个沉积 $CaCO_3$ 的急剧下降就是最好的证明。

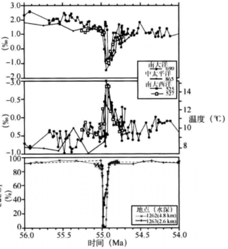


图 1.9　古新世—始新世热力极大值(PETM)，自上而下为 $\delta^{13}C$(碳同位素)、$\delta^{18}O$(氧[18]同位素)及 $CaCO_3$(碳酸钙)(Jansen *et al*. 2007)

另一个暖期虽然强度要弱得多，但是时间距离更近，就发生在更新世之前的上新世中期，大约 3.3～3.0 Ma BP，温度比工业化之前低 2～3 K，但

* 百万分率(按体积计)，1 ppmv = 10^{-6} 单位体积。

海陆分布已经接近现代的形势。根据地球化学模式，那时的 CO_2 浓度在 360～400 ppm之间，因此可以作为未来气候变暖情景的一个非常适合的相似物。那时海平面高度可能比现代高 15～25 m，因为冰盖融化，大陆干燥度增加。地上及海洋的古气候代用资料证明，那时高纬要暖得多，但是热带 SST 与地表气温仅与现代有微小的差别。结果大为降低了对流层低层的经圈方向的温度梯度。根据重建的 SST 所做的大气环流模式模拟表明，北半球高纬冬季地表温度上升 10～20 K，而北大西洋（～60°N）上升 5～10 K，而热带地表温度变化不大，或者甚至还略有下降。不过，大气—海洋耦合模式模拟的结果则不同，北大西洋只上升 3～5 K，但热带也上升 1～3 K。模式模拟的高纬变暖低于古气候资料的评估，说明高纬对 CO_2 增加的敏感度比模式估计的要高。这可能是模式对因热盐环流（THC）加强，或表层海洋环流加强而增加的洋流向高纬输送热量估计不足，也可能和陆地与冰盖面积缩小有关。但是，目前对上新世经向反转流（meridional overturning cell）及北大西洋深水形成的估算还有很大的不确定性。研究上新世的气候及其强迫机制，对预测未来 21 世纪的气候变暖有重要意义（Jansen *et al*. 2007）。

1.2.3 第四纪

19 世纪初地质学家根据化石记录把地球的历史分为四个时期，第一纪（Primary）、第二纪（Secondary）、第三纪（Tertiary）和第四纪（Quaternary）。前两个名称早已不用了。1985 年把第四纪开始定为 1.8 Ma。早就有人对此提出了意见。2009 年国际地层学委员会（International Commission on Stratigraphy，ICS）通过投票，建议把更新世及第四纪的开始时间定为 2.6 Ma（ Mascarelli，2009）。为了保持原来的面貌，表 1.1 仍然采用1.8 Ma。但是在正文中已采用 2.6 Ma 作为更新世及第四纪的开始。

第四纪气候的特点就是冰期—间冰期旋回，这个命题在古气候研究中已经是一个相当广泛，而有系统研究的课题了，我们将在 1.3 节专门讨论。这里只想对第四纪的研究，从冰川、深海沉积、海平面变化及黄土等角度做一个扼要的介绍。

（1）冰川

人们对第四纪的认识是从对欧洲冰川的研究开始的。20 世纪初 Penck 和 Brückner（参看 Williams，*et al*. 1993）在阿尔卑斯山前和山麓地带划分出由四套冰川作用的沉积物组成的沉积系列，他们分别以老的和新的覆盖砾层及高阶地砾石层和低阶砾石层为代表。这些砾石层分别代表了四次冰期，他们以慕尼黑以西多瑙河的四条小支流命名，即群智（Günz）、民德（Mindel）、里斯（Riss）和武木（Würm）冰期，对于这四次冰期出现的时间，也有争议。然而，一直到 20 世纪 60 年代人们还普遍接受第四纪有四次冰期的概念（图 1.10）。

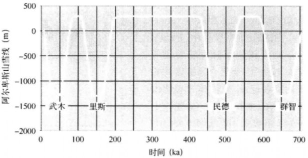


图 1.10 以雪线为标志的欧洲四次冰期（引自 Burroughs，2005）

冰期时冰体大多以分散的山地冰川形式出现，而没有形成整个冰盖，有些冰川向下延伸到阿尔卑斯山南北两侧的平原地区，形成巨大的冰舌，这些冰舌曾到达的地方保留了十分清晰的终碛。位于冰舌终碛之内由冰川刻蚀所成的基岩盆地，后来成为湖泊。这些盆地每次冰川作用时都会受到一定程度的刻蚀，而他们最后形成是武木冰期冰川作用的结果。从冰舌顺河谷向河流的下游延伸，融冰水夹带了大量的泥沙，使河床不断推积，形成泛滥平原。在间冰期时，由于冰川向河谷上游后退，植被迅速生长，沉积物

数量减少，河水由于携带的物质少而发生下切形成阶地。因而每一个阶地代表了一次间冰期的开始。由于阿尔卑斯山不断抬升，使得从老到新的阶地的年代系列可以由阶地高度变化系列来表示。最老的阶地最高，而靠近现在河水面的沉积物则是最新的物质。在有冲积物覆盖的河谷里，谷边碛上常常有大量的微粒覆盖在上面(如黄土)，在这些黄土物质上，土壤逐渐发育，这些土壤为在野外确认或定义间冰期环境提供了证据。

后来人们发现在群智冰期之前还有冰期，命名为多瑙(Donau)及拜伯(Biber)冰期。由于有了欧洲四次冰期的概念，在北美也确定出相应的冰期，即内布拉斯加(Nebraskan)冰期、堪萨斯(Kansas)冰期、伊利诺依(Illinoian)冰期及威斯康星(Wisconsin)冰期。在中国则为鄱阳冰期、大姑冰期、庐山冰期和大理冰期。此外，南半球冰期的冰川增量最大在南美智利和阿根廷境内。在澳大利亚也有小规模冰川，在新西兰岛的南阿尔卑斯山与威斯康星对应的有奥蒂兰(Otiran)冰期。

(2)海平面变化

最大的海平面波动是由海盆本身的体积或容量改变而引起的。导致这种变化的主要因素——沿跨越全球的大洋中脊系统的构造活动。沿这些中脊的火山活动造成洋壳的变暖和年青化，因此这些岩石均衡地上升，海底扩张促使新的岩石物质以每年数厘米的速度向两则移动离开中脊，随着这种移动，缓慢的冷却又导致海底下沉。这种大洋中脊体积变化能够引起海平面升降的最大幅度约为±500 m。这种波动是缓慢的，通常要几千万年。例如白垩纪的冰进就是由于海底扩张造成的。

通观显生宙大约有两次高海平面时期，最高比现代海平面高 200 m 以上，一次发生在中古生代约450 Ma，一次在晚中生代，约 100 Ma。这种约持续 300 Ma 的海平面变化，称为"超级旋回"，可能与泛大陆的分裂与聚集有关。最晚的泛大陆"联合古陆"在侏罗纪(两个超级循环该海平面之间的低海平面间隔时期)开始破裂。由于运动的大陆变小，会使地幔热更快逸散，地壳深处和地幔上部物质因之变冷，变得更致密，并均匀下沉，随着沿大陆块体分裂的裂隙新海洋生成，新生成的那部分洋底很年轻，并因热力上浮，使海平面上升。如果大陆碎块再度会聚，海底变老下沉，新的泛大陆再次使地幔聚集更多的热并均衡地升高，海平面下降。从 100 Ma 至今海平面下降约 300 m。第四纪的海平面变化主要是陆冰的增长与消融造成的。当水以冰的形式在陆地储存时，海平面会缓慢下降，大约平均 1 m/ka，但是冰层快速增长时，短时期内可达 5 m/ka。末次冰期冰盛期，海平面可能比现代低 120～150 m。由于冰期的结束相对较快。海平面可能在 10～20 ka 内恢复到冰期前的水平，相当于以 5～10 m/ka 的平均速率上升(Williams, *et al*. 1993)。

巴布亚新几内亚休恩(Huon)半岛的珊瑚阶地提供了近 160 ka 的海平面序列。在 6°S 附近的休恩半岛上生长着珊瑚裙礁。由于这个地区位于太平洋板块和印度—澳大利亚板块之间的碰撞地带，所以地块以每年0.5～3 mm 的速度稳定地上升。用珊瑚礁现在海拔高度减去稳定抬升的部分，即得到珊瑚生成时海平面的高度。末次间冰期与现代间冰期，冰期中的波动以及末次冰期冰盛期都看得清楚。末次间冰期时海平面约高于现代 6 m。在 107 ka，85 ka，60 ka，49 ka，45 ka，40 ka 海平面相对较高，但仍比现代低 10～40 m，说明在间冰阶仍有大量的陆冰。近260 ka的海平面与 $\delta^{18}O$ 的序列，两者的变化十分相似，可见海平面的变化确实反映了冰量的变化。

(3)深海沉积

有孔虫(foraminfera，有时写为 forams)是普遍存在的海洋生物，他们分泌由一系列房室组成的介壳，多数有孔虫具有方解石介壳。有孔虫有两类，区别在于它们不同的生活方式。一类被称为浮游类，因为这一类有孔虫在水中可以控制自己的位置。虽然多数个体产生于水面附近，但在其生命周期中上下迁徙，有时达好几百米。另一类有孔虫是底栖的，它们生活在海底。利用有孔虫的氧同位素可以判断全球冰量的变化。因为海水在蒸发时 $H_2^{16}O$ 的水分子先逃逸，雨水中的 $H_2^{18}O$ 要比海洋中少，雨水在陆地结成冰，形成冰盖的水中 $H_2^{18}O$ 少，所以冰中 $\delta^{18}O$ 相对较低，而未蒸发的海水中 $\delta^{18}O$ 较高。陆冰形成的愈多则海洋中 $\delta^{18}O$ 愈高。当然，同样的物理过程也适应于温度变化，海水温度高时 $\delta^{18}O$ 降低。热带地区冰期—间冰期的温度差异较小，所以那里的$\delta^{18}O$可以视为冰量变化的指标。研究表明冰期—间冰期旋回海平面变化幅度达到 120 m，相应 $\delta^{18}O$ 改变 1.20‰。

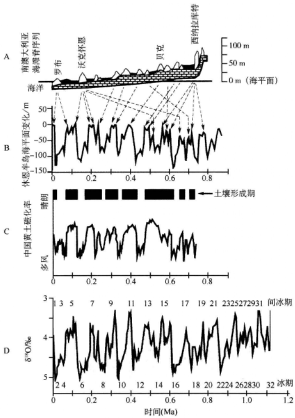


图 1.11　过去 1.1 Ma 各种代用气候指标反映的冰期—间冰期旋回

A. 南澳大利亚海岸沙坝；B. 巴布亚新几内亚珊瑚礁反映的海平面变化；C. 中国西峰黄土磁化率；D. 深海沉积 $\delta^{18}O$(Bryant, 1997)

图 1.11 给出几种气候代用指标反映的近 1.1 Ma 冰期—间冰期旋回。图 1.11D 中的数字指海洋同位素阶段(MIS)，奇数指间冰期、双数为冰期。除了 MIS3 及 MIS4 以外，均为间冰期与冰期。MIS3 为相对暖期、MIS4 为相对冷期，未划定间冰期及冰期。由此可以看出深海沉积 $\delta^{18}O$、黄土磁化率、及海平面变化的反映是相当一致的。特别近 40 万年(4000 Ma)中 10 万年(100 ka)的周期十分突出，这就是我们下一节要专门讨论的冰期—间冰期旋回。

(4)中国黄土

中国现代地形包括三大阶梯，第一级阶梯是青藏高原，平均海拔为 4000～4500 m，其中包括世界上最高的山脉——喜马拉雅山脉。从青藏高原东部云贵高原、雪峰山、巫山、太行山、到大兴安岭为第二级阶梯，平均海拔为 1000～2000 m。在此以东为第三级阶梯，即中国东部平原，平均海拔在 500 m 以下。这种西高东低的地形格局决定了黄河与长江等主要河流由西向东流。中国的主要气候特征是季风气候，冬季盛行冬季风(西北季风)，夏季盛行夏季风(东南季风和西南季风)，这就造成从东南向西北气候由湿润而干旱，从而在西北发育了世界上最大的中纬度沙漠。沙漠外围则形成了深厚的黄土堆积，这就是世界著名的黄土高原。

这种格局在第四纪初已经大体上形成了。海陆分布已接近现代的状况，青藏高原经过了几次大的隆升后，在第三纪与第四纪之交已成为世界上面积最大的高原，海拔高度也达到 2000 m 左右。黄土高原地区在早更新世甚至此前的上新世晚期，受冬季风影响已经开始有尘粉堆积。随着气候变冷变干，西北沙漠、戈壁进一步扩大，从而黄土堆积范围扩大，堆积厚度增加。中国的黄土高原主体位于晋、陕、甘三省，

面积大约 4.4×10^5 km^2，陇西一带厚度最大，超过了 300 m，关中亦达到 150 m 左右。黄土之下是第三纪红色黏土堆积。洛川剖面为中国黄土的标准剖面，该剖面黄土厚约 135 m，下面露出的红黏土厚约 15 m（刘东生，1985）。在洛川黄土剖面中有两类颜色，黄土层为灰黄色，质地均一，古土壤则为红色，有明显的土壤结构。黄土的粒度与冬季风强度成正比。因此黄土粒度可以用作气候代用指数。此外磁化率也可以用作气候代用指数，不过磁化率与温度和降水量的关系不完全是线性的，因此很难给出一个各地均适用的转换函数。近 130 ka 中国黄土的粒度与磁化率与 65°N 7 月太阳辐射有很好的关系（安芷生等，1991）。这一方面证明黄土的代用指数确实可能反映了气候状况，另一方面又证明第四纪气候确实与地球轨道要素有密切关系。这里太阳辐射的 20 ka 周期显然是受岁差影响，而冷干又是夏季风减弱的标志。不过气候变化落后于太阳辐射变化约 5 ka，这是一个很值得研究的问题。

1.2.4 全新世

本章扉页上的图清楚不过地告诉我们，现在正处于间冰期，与 21 ka 的末次冰期冰盛期（LGM）相比，气温上升了 10 K。这个暖期已经持续了 10 ka 以上了，这就是我们所处的全新世（Holocene）。现在一般把 11.5 ka 做为全新世的开始。

（1）全新世大暖期

全新世是末次间冰期（125～115 ka）以来最暖的时期，地球已经有近 10 万年没有这样温暖过了，那 10 万年属于末次冰期，气候寒冷而变化激烈。全新世最主要的特点就是气候温和而稳定。根据格陵兰温度变化，新仙女木事件（Younger Dryas，YD）后，进入全新世温度上升了约 30 ℉，而全新世中的 8.2 ka 事件的温度变化仅约 6～7 ℉，小冰期（LIA）的温度变化振幅则只有 3～4 ℉。也许格陵兰的温度并不能代表北半球。我们可以看另一个资料。Duplessy，等（1992）重建了北大西洋北部爱尔兰近海的 SST，YD，8.2 ka 事件，LIA 三者的 SST 振幅分别为 4.5℃，1.5℃及<1℃，大体为 6 : 2 : 1。与格陵兰温度振幅的比例接近。由此我们可以说，即使全新世中较强的冷事件，如 8.2 ka 事件，其温度振幅一般也只有 YD 事件的 1/3。而 YD 事件振幅通常认为可能达到冰期—间冰期旋回的 3/4，所以 8.2 ka 事件的振幅，充其量不过冰期—间冰期旋回的 1/4，LIA 则可能只有 1/8。笼统地讲，全新世温度变蝠要比冰期—间冰期旋回小一个数量级。因此人们才得到这样的概念，全新世气候是温和的、平稳的。可惜现在还没有一条能代表全新世全球平均温度变化的曲线。大暖期出现的时间也因地而异，大部分出现在早—中全新世，温度振幅约 2～3 K，考虑到冰期—间冰期旋回的温度振幅约 10 K，仍然也只占旋回振幅的 1/4到 1/5。

（2）早全新世气候湿润期

全新世气候的另一个特点是早期气候湿润，中期以后较为干旱。其中变化最突出的就是非洲撒哈拉。全新世早期 5.5～5.0 ka 之前撒哈拉并不像现代是年降水量极小、有的地方降水量为零的大沙漠。那时有真正的湖泊与植被，河水中有鳄鱼、河马，被称为绿色的撒哈拉（Roberts，1989）。1979 年 Street 和 Grove 分析了全球 141 个封闭湖泊 30 ka 以来每千年湖水水位的变化，发现热带非洲在 10～5 ka（^{14}C 年）高水位频率显著高于10 ka之前及 5 ka 之后。这是第一次利用大范围的古环境资料对非洲湿润期（African Humid Period，AHP）做出全面的评估。有证据表明 AHP 在全新世之前已经开始，大约在 14.8～5.5 ka（deMenocal，*et al*. 2000a）。一般认为 AHP 是地球气候对因岁差变化造成的北半球夏季太阳辐射增强的反映，并且得到了气候模式模拟的证明（Jousanme，*et al*. 1999）。由于 AHP 的结束是岁差引起的夏季风减弱造成的，显然气候由湿润转为干旱绝不可能仅限于非洲撒哈拉。Wang Pinxian 等（2009）就列举了四个地区代表夏季风的序列（图 1.12），说明早全新世夏季风最强，然后持续减弱，大约在 0～1 ka 达到最弱（图 1.12）。特别北非季风在 5.5～5.0 ka 忽然减弱，这与 AHP 的结束完全一致。

Sandwiss 等（1996）率先指出厄尔尼诺（El Nino）在 5.0 ka 才开始出现。Rodbell，等（1999）则提供了更直接的证据，证明在中全新世之后厄尔尼诺的频率才显著增加。Moy 等（2002）发现厄尔尼诺的频率

在7.0 ka才上升到5次/(100 a)以上，5.0 ka才出现第一个频率接近30次/(100 a)的峰值。Clement等(1999)通过数值模拟证明厄尔尼诺频率的变化可能与岁差21 ka周期有关，近日点在北半球春季时厄尔尼诺频率高，在秋季时频率低。早全新世8～7 ka时近日点在秋季，所以厄尔尼诺频率最低。

(3)气候突变

如前所述，全新世的气候与此前的冰期比较起来有很大不同，一是气候温和，二是气候稳定。这个概括并没有错，但是后来人们发现，全新世气候也有一些快速的气候变化，虽然振幅不如YD事件，其性质则与之类似，所以把这些事件也称为气候突变。Bond等(1997)首先根据浮冰碎屑(IRD)确认全新世北大西洋有八次流冰事件，后来人们常称为冷事件，发生于1.4 ka，2.8 ka，4.2 ka，5.5 ka，8.2 ka，9.4 ka，10.3 ka及11.1 ka，由近及远编号1～8。后来发现小冰期(0.4 ka)也属于类似的冷事件，所以编号为0。这样全新世共有九次冷事件。大量的研究表明，北大西洋发生冷事件时，局地气候也发生相应的变化，例如夏季风减弱(Morrill *et al*. 2003)，中纬变冷，气候变干(Mayewski，*et al*. 2004)。

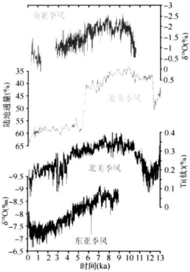


图1.12　全新世的夏季风，自上而下：南亚季风，北非季风，北美季风，东亚季风(Wang Pinxian *et al*. 2009)

(4)中世纪暖期与小冰期

近千年的气候变化研究有重要的意义，因为这是研究现代气候变暖的背景。而且中世纪暖期(MWP)与小冰期(LIA)均发生于人类活动显著影响气候之前，应该属于自然气候变化。因此，研究MWP及LIA的形成原因及物理机制，对预测未来的气候变化有重要的参考价值。虽然对于这两个时期是否是“全球性”有过争议(Jones and Mann，2004；Soon *et al*. 2003)，但是目前大多数作者仍然采用这两个名词，并且认为还是有相当多的地区MWP时气候温暖，LIA时气候寒冷。虽然，MWP时也有不少地区干旱，LIA也有的地区气候湿润，那可以认为是MWP或LIA的局地气候特征，并不妨碍我们采用这两个名词。中国的MWP及LIA也是比较明显的(Zhang，1991，1994)，而且构成近千年中国气候变化的两个主要特征。王绍武，龚道溢(2000)，曾给出近1.2 ka中国东部及西部50 a平均温度，由此可知，MWP及LIA在中国东部出现在相对典型的时期，尽管12世纪MWP有中断。但是中国西部的情况则不同，在通常采用的典型时间：MWP：AD(公元)900—1300年，LIA：AD1300—1900年，看不到温暖或寒冷气候占优势的特点。

(5)现代暖期

现代气候变暖的研究是在1979年第一次世界气候大会(FWCC)上揭开帷幕的，此后建立了世界气候计划(WCP)，成立了政府间气候变化专门委员会(IPCC)，并于1990年、1995年、2001年及2007年出版了四次评估报告，把气候变暖的研究推向了高潮(Solomon *et al*. 2007)。气候是不是确实变暖了，这个变暖是不是人类活动造成的温室效应加剧的结果，至今仍有争议。国际上出现了与IPCC观点对立的NIPCC(Singer，2008)。

现代气候变暖的研究集中在几个方面：全球温度序列的建立，过去百年到千年温度变化的归因研究，及未来50～100 a温度变化的预测。目前有三个全球温度序列，陆地上用气温，海洋上用海表温度(SST)。这三个序列所用资料及分析方法各有不同，但所得结果大同小异。无论如何，证明现代气候确实是变暖了，这是没有问题的。但是如果不只解释20世纪后半期以来的变暖，而是要模拟整个20世纪或甚至过去1 ka的温度变化，问题就复杂了。虽然人们大多同意在自然变化中太阳活动、火山活动，以及热盐环流(THC)可能是年际及年代际温度变化的原因，但是如在模式中体现这些因素的影响，则还有许多工作要做。至于未来的温度变化预测则有许多不确定性，除了模式本身的不确定性此外，未来温室

气体排放方案有决定性的意义，但是将来究竟可能实现哪一种排放方案，确实是不确定性最大的一个因素。此外，如何考虑未来自然因素对温度变化的影响也是一个未解决的问题。

1.3　冰期—间冰期旋回

1.3.1　旋回的证据

人们最早是从陆地冰川的前进后退来认识冰期、间冰期的。但是陆地冰川无法保留完整的序列，因此很长一段时间以来只知道第四纪的四个冰期、或六个冰期。1955 年 Emiliani 率先打破了这种传统观念，他根据深海沉积 $\delta^{18}O$ 指出 750 ka 地磁反转之后就有 7 个冰期，约 100 ka 一次。后来有了格陵兰冰盖(Dansgaard *et al*. 1982;Johnsen *et al*. 1992)，黄土(刘东生，1985;Ding *et al*. 1994)及深海沉积(Imbrie *et al*. 1993;Karner *et al*. 2002)，人们才逐渐形成了冰期—间冰期旋回的概念，并且从格陵兰冰盖仅有一个多旋回，到现在深海沉积中揭示的近 5 Ma 的旋回，突破了更新世，向前延伸到上新世(Lisiecki and Raymo，2005)。但是，不同的序列时间分辨率有很大不同。深海沉积的时间分辨率只可能达到千年尺度，是 3 种序列中分辨率最低的。黄土的时间分辨率最高可以达到百年尺度。而冰芯则可以达到年到十年尺度，如格陵兰冰芯在间冰期年积累量可达 1 cm/a(NGICP，2004)。但是由于下层的冰受到干扰，格陵兰冰芯仅有 105 ka 的可靠记录。开发格陵兰冰芯的最大贡献，就是揭示了冰期气候的不稳定性，这在 1.3.5 节再讨论。本节中心是讲述冰期—间冰期旋回，因此从记录较长的黄土序列开始。

黄土也是研究古气候的重要载体。中国有 273000 km^2 的黄土高原，厚度从几十米到 300 m 以上。可以分析磁化率、颗粒大小、化学风化物指数、成土微形态、孢纷、植物、蜗牛群体、碳和氧同位素。最常用的是磁化率及颗粒大小。1980s 到 1990 年作了大量的分析研究(Heller and Liu，1982;刘东生，1985;An *et al*. 1991;Ding *et al*. 1994)。Ding 等(2002)给出根据蒲县、平凉、泾川、灵台、宝鸡五个站综合得到的 2600 ka 中国黄土颗粒时间序列(Chinese Loess particle timescale，Chiloparts)(图 1.13)。这个序列包括 33 个黄土层(L)及 32 个古土壤层(S)。Chiloparts 为标准化的颗粒指数，高值表示气候温暖，低值表示气候寒冷。图中同时给出深海沉积 $\delta^{18}O$ 综合序列，数值低时气候温暖全球冰量小，海洋氧同位素阶段(MIS)为奇数，数值高时气候寒冷、全球冰量大，MIS 为偶数。2600 ka 中共 103 个 MIS。从图 1.13 可以看出，S8 及 MIS21 之后，即大约 800 ka 以来，100 ka 周期占明显优势。黄土与深海沉积的结果相当一致。仅在个别阶段有一定差别。例如，MIS5 有三个峰值，但 S1 则是一个较为平滑的峰。不过在一些序列稍短，但黄土较厚的剖面中，也可以看出 S1 的几个峰值。不过由于这些序列短，未用来建立综合黄土序列。MIS21 到 64 以 40 ka 周期为主，但振幅比 MIS21 之前要小。这段时期黄土序列中有两个极低的谷值 L9 及 L15，这可能是冰期气候寒冷，西伯利亚高压增强，亚洲东海岸向东扩展，中国西北部气候大陆度增加的结果，在海洋同位素序列中看不到这个现象。MIS64—104，即大约 1.8～2.6 Ma，依然是 41 ka 周期占绝对优势。但是，这段时间黄土序列与深海氧同位素序列的关系不如后两段时期密切。另外，这段时间全球冰量有增加的趋势，但在黄土变化中看不到这种趋势。

南极冰盖的钻探对研究古气候是一个伟大的创举。到 1998 年 1 月在俄罗斯、美国、法国的合作下东方站(Vostok，78°S，106°E)得到了 3310 m 的冰芯，涵盖了大约过去 400 ka(Petit *et al*. 1999)。冰芯的时间分辨率远高于深海沉积与黄土。冰芯 δD(氢同位素氘)反映局地温度，$\delta^{18}O$ 反映全球冰量，Na 盐及灰尘分别反映海洋及陆地气溶胶。此外，冰芯中的气泡保留了古代的大气，人们得以测量 CO_2(二氧化碳)、CH_4(甲烷)等温室气体。因此达到四个 100 ka 旋回的南极冰芯，提供了前所未有的古气候信息(参看本章首页图)。从南极东方站的冰芯可以得到以下几点重要的认识：(1)至少近 400 ka，100 ka 左右的冰期—间冰期旋回占据了压倒的优势。无论深海沉积还是黄土记录都没有能够如此清楚地描述出冰期—间冰期旋回的细节。近四个旋回特征的一致，说明格陵兰冰盖所揭示的最近一个旋回的特征有相当的普遍性。(2)MIS 5.5，7.5，9.3，11.3 等 4 个间冰期的异同以及与全新世的比较，为预测下一个冰期的到来

提供了重要的基础。(3)CO_2 与 CH_4 与温度变化的同步说明温室气体变化是冰期—间冰期旋回的重要正反馈机制(Raynaud *et al*. 1993),可能造成 2~3℃的变化,这对预测未来气候变化有重要意义(Lorius *et al*. 1990)。(4)过去 420 ka 中南极温度与 CH_4 同步变化,但 CO_2 的下降要落后于温度数千年(Mudelsee,2001)。冰消期 CO_2 的上升落后于南极温度数百年(Monnin *et al*. 2001;Caillon *et al*. 2003)。冰期中 CO_2 变化的机制可能在于海水温度低时可溶解的 CO_2 多。当然也可能还有各种各样的解释,但是大多未能得到科学家的广泛承认(Jansen *et al*. 2007)。(5)南极东方站冰芯的一个重要贡献可能就是证明现代温室气体的增加是人类活动造成的。冰期的 CO_2 平均约 180 ppmv,到间冰期上升到 280~300 ppmv。冰期 CH_4 约 320~350 ppbv*,到间冰期上升到 650~770 ppbv。全新世中工业化之前 CO_2 浓度为 280 ppmv,CH_4 为 650 ppbv,与过去几个间冰期的情况一致。但是,现在(IPCCAR4 报告发表的 2007 年)CO_2 浓度上升到 360 ppmv,CH_4 上升到 1700 ppbv,也就是说达到了 420 ka 来所未有的水平。因此,推论这个温室气体的增长是人类活动造成的。

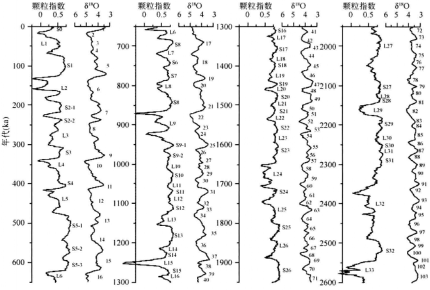


图 1.13 近 2600 ka 中国黄土颗粒指数(Chiloparts)及深海 $\delta^{18}O$(Ding *et al*. 2002)

后来富士穹顶也有一个 340 ka 的记录发表,大体上支持了东方站的结论(Watanabe *et al*. 2003)。2004 年发表了欧洲极地冰芯计划(The European Project for Ice Coring in Antarctica,EPICA),在南极穹顶 C(75°06′,123°21′E)740 ka 的冰芯,比东方站又多了三个冰期—间冰期旋回,总共达到了七个旋回。证明了海洋沉积所揭示的 420 ka 之前旋回振幅减小的特点。而且明显的反映出在此之前的三个旋回间冰期温暖程度低,但持续时间长。420 ka 之后则与东方站结果类似(EPICA,2004)(图 1.14)。

Lisiecki 和 Raymo(2005)综合了分布于全球的 57 个深海 $\delta^{18}O$ 记录序列。不仅给出第四纪 2.6 Ma 以来的 MIS 全貌,而且给出上新世冰期—间冰期旋回。而且证明这些旋回与地轴倾斜角在 5.3 Ma 期间均保持较好的关系。而岁差至少在一半多时间与气候保持良好关系。图 1.15 为 5.3 Ma 以来冰期—间冰期旋回记录,向下为冰期。

* 1 ppbv=10^{-9}(单位体积的十亿分之一)

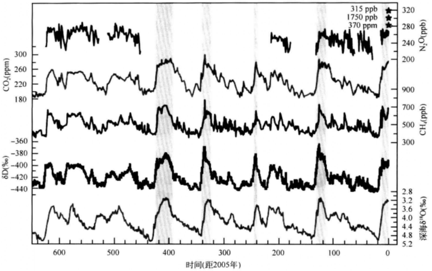


图 1.14　南极穹顶 C 冰芯的五个要素，自上而下，N_2O(氧化亚氮)，CO_2，CH_4，δD 及深水 $\delta^{18}O$(Jansen *et al*. 2007)

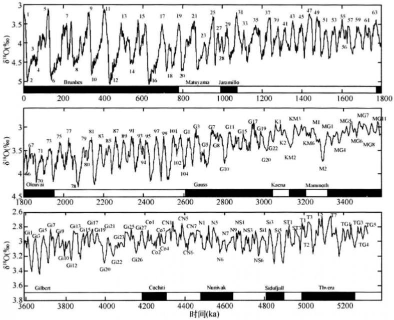


图 1.15　5.3 Ma 以来的冰期—间冰期旋回

第四纪(2.6 Ma 以来)为 MIS 编号，偶数为冰期，奇数为间冰期。上新世不同阶段用不同名字，但仍保持奇数为间冰期，偶数为冰期的规律。图下方方框为地球磁场分期，黑色为正向、白色为反向(Lisiecki and Raymo，2005)。图中英文为名称，如 Brunhes(编著)、Matuyama(松山)等

1.3.2　地球轨道要素

一般都认为地球轨道要素变化造成了冰期—间冰期旋回。这就是米兰科维奇(Milankovitch)理论。

根据这个理论(Berger,1978;Berger and Loutre,1991),地球绕日公转的三个要素有万年尺度的周期性变化(图 1.16),黄赤交角即地转轴倾斜率 T,公转轨道的偏心率 E 即椭圆度,地轴指向的变化,称为岁差 P,岁差的变化决定了地球近日点或远日点出现的季节。

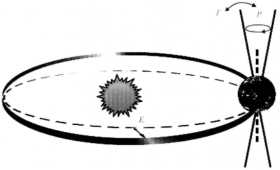


图 1.16　地球轨道三要素的示意图(Jansen *et al*. 2007)

从 800 kaBP 到未来 200 kaAP(AP 指今后)的 1000 ka,T 变化于 22.05°到 24.50°之间,周期为 41 ka。目前为 23.44°,大体居于中间。倾角大时高低纬得到的辐射差别大,但是 T 的变化对全球得到的总辐射量无影响。近 1000 ka E 变化于 0.002～0.050 之间,目前为 0.0167。E 主要影响近日点与远日点接受到的太阳辐射的差。偏心率愈小,轨道的椭圆度愈小,轨道更接近于圆形,冬夏接受到的太阳辐射差也愈小。目前远日点与近日点太阳辐射约差 7%,差别最大时可能达到 30%。E 的周期为 400 ka 及100 ka。P 决定近日点所在季节,当近日点在北半球夏季时,北半球太阳辐射的年变程强,气温的年较差大。P 的周期为 19 ka 及 23 ka。大约 10.5 ka 北半球夏季接收到的太阳辐射比现代高 7%,冬季比现代低 8%。一般认为早全新世夏季风强,就是这个原因造成的。但是这个因素受 E 变化的控制,当地球公转轨道接近于圆时,近日点与远日点接受到的太阳辐射没有多大差别,P 对气候就没有多大影响,所以 P 的影响有 400 ka 及 100 ka 周期。400 ka 及 100 ka 都是岁差周期较弱的时期,这可以从计算得到的500 kaBP到 100 kaAP 太阳辐射变化看出来(图 1.17)。从 250 kaBP 到 100 kaBP,近 20 ka 周期的强、弱辐射交替十分明显。而未来 100 ka,几乎看不到橙黄色的(正距平)与深蓝色(负距平)带、大约 20 ka 周期变化的情况。轨道要素引起的高频变化有时数值很小(Bertrand *et al*. 2002)。

米兰科维奇理论认为冰期受 65°N 夏季太阳辐射的低值激发而形成。夏季接受到的太阳辐射少,冬季的雪得以持续到下一年,积累而形成冰盖。例如末次冰期就是由于 116±1 ka 65°N 6 月中太阳辐射比现代低 40 W/m^2 而形成的(Stirling *et al*. 1998)。

米兰科维奇周期,或称为米兰科维奇循环,即指上述 400 ka、100 ka、41 ka、23 ka 及 19 ka 几种周期。如 1.3.1 节所述,近 400 ka 南极冰芯显示 100 ka 周期非常突出,但是 400 ka 之前 100 ka 周期就愈来愈不占优势了。Ding 等(1994)对中国宝鸡黄土剖面粒度的谱分析表明,2.5～1.6 Ma 以 41 ka 周期为主,同时有 400 ka 周期,1.6～0.8 Ma 以 41 ka 周期占绝对优势。0.8 Ma 至今主要是 100 ka 周期,但是 41 ka周期、23 ka 周期及 19 ka 周期也有一定程度的反映。Imbrie 等(1992,1993)对深海沉积 $\delta^{18}O$ 的分析也得到了类似的结论。2.0～1.2 Ma的功率谱以 41 ka 周期为主,100 ka、23 ka 及 19 ka 也有弱的峰值。1.2～0.6 Ma 之间的 100 ka 周期与 41 ka 周期旗鼓相当,此外仅 2.3 ka 周期有稍微明显的峰值。0.6 ka 以来,100 ka 周期占绝对优势,但是 41 ka 周期,23 ka 周期及 19 ka 周期依次也有相应的峰值。这两个分析的结果大体一致,一个差别是黄土序列在早期有 400 ka 周期,但在深海沉积中这种低频周期不明显。

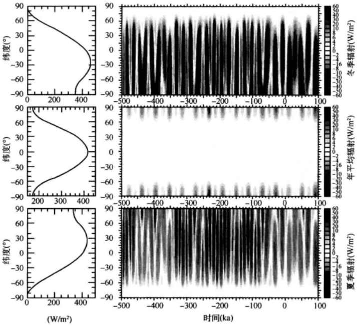


图 1.17　左：现代(AD1950)12 月—2 月(上)、年平均(中)、6—8 月(下)各纬圈接收到的太阳辐射(W/m²)；右：500 kaBP～100 kaAP 对现代(AD1950)的偏差(W/m²)(Berger and Loutre，1991；Loutre *et al*. 2004，取自 Jansen *et al*. 2007)

1.3.3　下一个冰期何时到来？

从第四纪开始至今的 2.6 Ma 气候特征为冰期—间冰期旋回。在 100 ka 旋回中，间冰期长者可持续近 30 ka，而短者不足 10 ka(Jansen *et al*. 2007)。目前的间冰期已持续了 11.5 ka，显然面临着间冰期结束的威胁。

早在 1972 年，古气候学家在讨论现代的间冰期何时结束时，形势是十分紧迫的(Kukla *et al*. 1972)。当时了解较多的是近两个 100 ka 周期，这两个周期的间冰期(最近的一个名为伊米安 Eemian，出现于 125～115 ka)均持续约 10 ka，而我们所处的间冰期开始于 11.5 ka，因此得到结论："如果人类不干预可能今天的暖期会很快结束"(Kukla *et al*. 1972)。当时的古气候学家大多持这种观点。例如，Kukla 等(1981)曾预测下一个冰期的第 1 个低温期将于 4 kaAP 出现，下一个 LGM 将在 11.4 kaAP 出现。

到了 20 世纪末至 21 世纪初，情况有了变化。大多数古气候学家倾向于在未来 30～50 ka 不会进入下一个冰期。其原因主要有两个方面：(1)人们了解到过去的间冰期持续时间比从前认为的要长，(2)人类活动造成的现代气候变暖可能破坏冰期—间冰期的自然韵律，使现代间冰期延续下去。

1969 年 Shackleton 把 Emiliani(1961)的海洋同位素阶段(MIS)5 又细分为五个分阶段，从 5a 到 5e，并且认为 5e 即末次间冰期，持续时间 11 ka。这个观点得到了 CLIMAP 计划(1984)的承认，并成为古气候学家的共识(Crowley and North，1991)，即第四纪中到晚期间冰期时间只占 10%。但是，南极东方站冰芯 $\delta^{18}O$ 及 δD 序列(Lorius *et al*. 1985；Jouzel *et al*. 1993)显示间冰期可能长 20 ka 左右，陆地洞穴方解石 $\delta^{18}O$ 也表明不仅末次间冰期，包括此前的 3 个间冰期均持续 20 ka 或更长(Winograd *et al*. 1992)。Winograd，等(1997)综合洞穴 $\delta^{18}O$、南极冰芯及海面高度资料，认为旧的观念，即间冰期在 11～13 ka 之间，而且仅占中—晚全新世 10%，需要更新。近年来对第四纪—晚期间冰期的研究日益增多，在德国气候研究计划(DEKLIM)与 PAGES(Past Global Changes)支持下，于 2001—2005 年期间召开了 5 次研讨会，在 2007 年出版了文集《过去间冰期的气候》(Kiefer and Kull，2007)，并纪念古气候学家 Shackleton

(1937—2006)。因此,21 世纪以来对间冰期的认识更进一步,不仅发现了比 20 ka 更长时间的间冰期,而且指出不同地区间冰期年代学的差异(Sirocko *et al*. 2007)。

预测未来的冰期—间冰期旋回有一个前提,就是承认北半球高纬夏季太阳辐射的强度是第四纪冰期—间冰期气候条件的标志。对此科学界已有共识(Hays *et al*. 1976)。为了有一个清楚的概念图 1.18 给出过去150 kaBP到未来 70 kaAP 60°N 6 月中的太阳辐射,这期间包括了末次间冰期,以及未来的冰期,由此可以分析下一个冰期到来的问题。然而把过去的间冰期作为预测未来气候的基础,末次间冰期并不是最好的相似。图 1.18 表明,未来 70 ka 太阳辐射变化的幅度很小。在未来 25 ka 变化不超过 25 W/m²,而末次间冰期从 125 ka 到 115 ka 变化幅度达到 110 W/m²,并且在间冰期结束时太阳辐射值比现代要低很多。因此,不少古气候学家认为大约 400 ka 的间冰期可以作为最好的相似(Müller and Pross, 2007; Berger and Loutre, 2002; Loutre and Berger, 2003)。因为那一段时间与现代均处于地球轨道要素偏心率极小的时期,25 kaAP 偏心率接近零(Berger and Loutre, 2002; Loutre and Berger, 2003)(图 1.19)。即地球绕地球太阳运行的轨道几乎就是一个圆,显然这时岁差的影响是非常小的,因为地球在近日点与远日点接受到的太阳辐射是所差无几的。400 kaBP 正是 MIS11,Global 和 Planetary Change 杂志于 2000 年出版了 MIS11 专刊(Droxler and Farrell,2000)。从岁差影响来看,很可能 400 ka 是未来的最好相似参照物(图 1.19)。

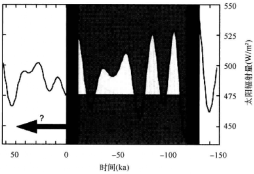


图 1.18 150 kaBP 到 70 kaAP 60°N 6 月中的太阳辐射量(Müller and Pross,2007)

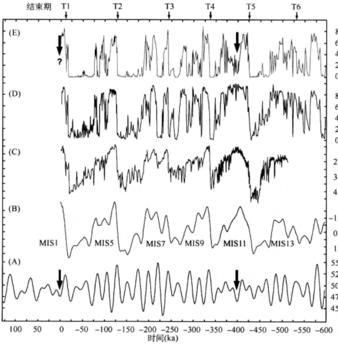


图 1.19 过去 600 ka 到未来 130 ka

(A)60°N 6 月中太阳辐射,(B)SPECMAP 全球冰量代用资料,(C)北大西洋东北 δ¹⁸O,(D)希腊树木孢粉%,(E)菲律宾喜温树木孢粉%,黄色带为 MIS11,即可用做未来的最好相似参照物(Droxler and Farrell,2000)

Loutre 和 Berger(2000)用二维北半球气候模式模拟了未来130 ka的气候变化,考虑了不同的 CO_2 排放方案,以现代冰盖为初始条件进行模拟。结果表明我们可能正面临着一个长达50 ka的间冰期(图1.20)。下一个冰盛期(GM)可能出现于100 kaAP。未来气候变化主要是温度振幅与 CO_2 排放情况有关。因此,21世纪人类活动对未来的气候变化会有一定影响。

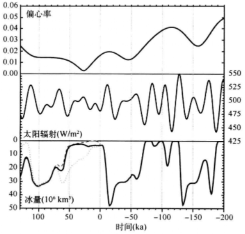


图1.20 过去200 ka到未来130 ka地球轨道偏心率(上),太阳辐射(中),及全球冰量(下)

计算冰量时,实线:CO_2 用过去冰期—间冰期的值;虚线:人类活动造成750 ppmv浓度;点线:定常210 ppmv浓度(Berger and Loutre,2002)

1.3.4 末次冰期冰盛期

末次冰期冰盛期(LGM)是十分关键的气候时期,这是距我们最近的极寒冷的时期,那时北美北部为一巨大冰盖,包括三个部分,一个在北美北部的东南是北美冰盖的主体称为劳仑泰冰盖,一个在北美洲北部的西南方太平洋沿岸,范围较小称为考尔的勒冰盖,另一个在北美洲东北部靠近北冰洋称为因纽特冰盖,范围最小。LGM时全球陆地约有24%被冰覆盖,而现代仅有11%。由于大量的水形成陆冰海平面可能比现代低130 m,温度比现代低10℃~12℃。因此,研究LGM对认识气候变化有重要意义。这里我们从冰量(海平面高度)变化讨论LGM的年代学及形成机制。过去经常认为LGM出现于18 ka,这是未经树轮校正的^{14}C年。目前多采用21 ka(Jansen *et al*. 2007),这是经校正的日历年。

但是不同的资料显示LGM出现的时间彼此有差异,这主要是把LGM视某一个时间,而不是一段时期造成的。由于H事件往往是最冷的时间,所以LGM年代的确定随不同地区 H_2 出现的时间而变化(An,2000;Mix *et al*. 2001)。所以一种观点是把LGM视为一段时期。Clark等(2009)利用了4271个^{14}C记录及475个地球宇宙源核素(terrestrial cosmogenic nuclide, TCN)记录,确定了LGM为26.5~19.0 ka。

山地冰川 冰川的记录主要用来确定冰消期开始的时间,也就是LGM结束的时间。冰川的长度大约在30 ka达到最大,这大体上与冰盖达到的第一个极大值相近。在北美西部、欧洲及热带开始退后的时间比西藏高原及南半球中纬度要早(Schaefer *et al*. 2006;Licciardi *et al*. 2004)北半球大部分冰川后退的时间约在19 ka,这大体上与北半球冰盖最大范围结束时间相当。

冰盖 北半球的冰盖在各地变化时间不同。除了巴伦支海冰盖与格陵兰冰盖之外,大部分冰盖与范围与冰量成正比。有些冰盖范围在33~29 ka达到早期的极大值,但是劳仑泰冰盖继续增长,大约在26.5 ka所有冰盖都达到极大值。正好这时海平面极低时期开始。劳仑泰冰盖、北美西北部的考尔的勒冰盖、巴伦支海/克拉海冰盖、英国/爱尔兰冰盖、斯堪的纳维亚冰盖等于20~19 ka开始后退(Yokoyama *et al*. 2000;Clark *et al*. 2004)。虽然格陵兰冰盖的后退很少^{14}C和TCN记录,从海洋径流来判断可能在20 ka开始后退(Carlson *et al*. 2008)。20~19 ka冰缘普遍后退,这与19 ka由于融水脉冲造成20~19 ka海平面上升10 m是一致的。西南极罗斯海区有较好的时间记录,15.2~13.9 ka冰盖开始后退,这可能造成了14.5 ka融水脉冲(Brook *et al*. 2005;Bassett *et al*. 2005;Heroy *et al*. 2007)。

海平面 人们经常用海平面高度来判断LGM,这是一个反映全球总冰量的综合指数。据不同资料判断LGM在26.5~19.0 ka(Lambeck and Chappell,2001;Cutler *et al*. 2003;Peltier *et al*. 2006)。根据模式估计LGM海平面可能下降130m,与代用资料的估计一致(Yokoyama *et al*. 2000;Lambeck and Chappell,2001)。图1.21给出这三种资料对LGM年代学的估计。

从以上材料来看26.5~19.0 ka的低海平面时期与冰盖的最大范围周期一致。在这7.5 ka期间,冰

盖与气候保持平衡。19 ka 北半球冰盖的融化及 14.5 ka 南半球冰盖的融化产生淡水脉冲，这在海平面高度变化序列上看的很清楚。LGM 以及冰期—间冰期旋回在中国黄土中有很好的记录(An *et al*. 1990; An, 2000, Ding *et al*. 1994, Ding *et al*. 1995)，这里主要讨论冰量，因此未深入讨论。

至于 LGM 形成的机制，Clark 等(2009)讨论了三个因子：北半球高纬的太阳辐射，大气 CO_2 浓度及热带太平洋 SST。图 1.22 给出 50～10 ka 这三个因子的变化。

冰盖最初的增长在 33～29 ka(图 1.22 中灰色条)，这时北半球太阳辐射开始下降，45°N 尤为明显(Huybers, 2006)。劳仑泰冰盖对此尤为敏感，这表明北半球高纬的太阳辐射控制了冰盖的增长，CO_2 减少 15 ppmv 也有一定作用。冰盖与 SST 的密切关系说明，SST 下降有利于冰盖增长。38～30 ka SST 下降 2～4℃，与图 1.24 及图 1.25 灰色条框所标明的第 1 次冰盖增长一致。60 ka 暖池的温度已开始下降(Lea *et al*. 2000; Stott *et al*. 2002)，因此赤道太平洋东西向 SST 梯度减小，SST 场呈类似 La Niña 状态。模式研究表明，这将增加北半球冰盖的质量平衡。例如，在 MIS3 热带太平洋 SST 冷却造成劳仑泰冰盖的质量平衡达到 0.17 m/a，这6.5 ka(33.0～26.5 ka)全球海平面下降 24 m。如果造成的劳仑泰冰盖面积变化达到 611 km^2/a，则 6.5 ka 可造成海平面下降 31 m。这表明在达到 LGM 时，SST 下降对海平面下降的贡献为 32～38 m。其他冰盖的情况类似，可能造成海平面下降 13 m。

与冰盖增长期不同，LGM 的终结即冰消期的开始，主要依赖于北半球高纬太阳辐射的上升。大约相同时间，所有大大小小的冰盖及山地冰川都在 20～19 ka 开始后退。无论如何到 19 ka 热带太平洋 SST 还没有上升，所以对 LGM 的结束没有多大贡献。西南极冰盖的后退开始得比北半球晚、西藏高原冰川后退也开始的晚，这可能与东亚季风的影响有关，直到 17.5 ka 东亚季风才突然减弱(Wang Y, *et al*. 2001)。不过在以后的冰消期中大气 CO_2 的增加及 SST 的上升也有一定影响。

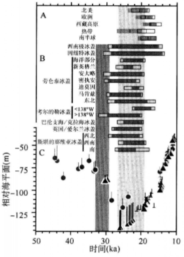


图 1.21　LGM 年代学资料

A. 山地冰川的冰消期开始记录，包括北美、欧洲、西藏高原、热带及南半球，B. 冰盖最大范围记录，包括西南极、因纽特、劳仑泰、考尔的勒及斯堪的纳维亚五个冰盖，劳仑泰冰盖中又包括：海洋部分、新英格兰、安大略、密执安、迪莫因、马肯兹与东北几个部分。C. 海平面记录蓝圆点为新几内亚，紫三角为巴巴多斯，绿丁字为波拿巴特湾，蓝丁字为巽他陆架(Clark *et al*. 2009)

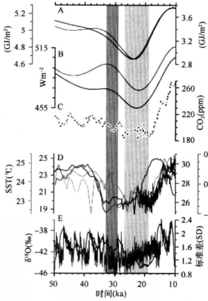


图 1.22　LGM 形成的三个强迫因子

A. 45°N(红色)及 65°N(蓝色)夏季太阳总能量，B. 6 月 21 日—7 月 20 日 45°N(红色)及 65°N(蓝色)太阳辐射量，C. 大气 CO_2 穹顶 C(紫色)及 Byrd(蓝色)，D. NINO3 SST 模拟(灰色)及代用资料(其他各种颜色)，E. 格陵兰 NGRIP 冰芯 $\delta^{18}O$ 粗线为滑动3 ka变率(Clark *et al*. 2009)

1.3.5 D/O 振荡与 H 事件

谈到冰期与间冰期旋回，应该指出冰期中并不是总是稳定的寒冷气候，而是有相当强烈的气候振荡。这是近 20 a 来古气候研究的一个重要发现。1990s 初，对格陵兰冰盖钻探取得了新的成果，在接近冰盖顶峰钻取了两个冰芯：一个以欧洲国家为主的 GRIP(Greenland Ice-Core Project)(GRIP，1993)，及一个以美国为主的 GISP2(Greenland Ice Sheet Project 2)(Grootes *et al*. 1993)。1996 年开始在格陵兰北部钻取另一个冰芯 NGICP(The North Greenland Ice Core Project)，2003 年 7 月达到底部岩石(NGICP，2004)。这个冰芯位置的选取考虑到要取得比前两个冰芯更长的序列，选址在脊部尽量减少冰体流动变形，底部岩石平滑、以及降水量较低。

Johnsen 等(1992)根据 GRIP 近 40 ka 冰芯 $\delta^{18}O$，指出末次冰期的气候是不稳定的，后来发现末次间冰期伊米安(Eemian)时气候也有波动(GRIP，1993)。Dansgaard 等(1993)指出，气候可能在几十年内发生波动，这种变化是非常迅速的，而且不仅在末次冰期及末次间冰期，在倒数第二个冰期也有气候波动。虽然，现在认为由于冰的底层接近岩石，这两个冰芯的底层年代被扰乱了，可靠的记录也许只有105 ka (NGICP，2004)，但是并不影响关于气候不稳定性的结论。后来把这种气候振荡称为 Dansgaard/Oeschger 循环，简称为 D/O 循环或 D/O 振荡(Dansgaard and Oeschger，1989)。振荡表现为冰阶(stadials)与间冰阶(interstadials)的交替。由于主要讨论在末次冰期中的气候振荡，在寒冷的冰期中出现相对温暖的间冰阶比较突出，所以把这些间冰阶给予编号(Dansgaard *et al*. 1993)。图 1.23 给出近 100 ka 格陵兰 GISP2 冰芯 $\delta^{18}O$ 变化，图中数字即间冰阶的编号。表 1.5 给出相应间冰阶出现的年代(ka)，表中编号 22 到 25 的间冰阶年代是根据 NGICP(2004)补充的。D/O 振荡的平均周期约 1.5 ka(Bond *et al*. 1999)。

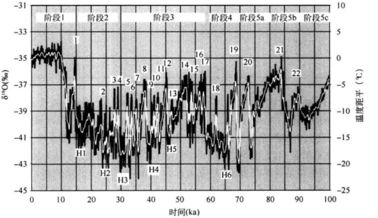


图 1.23 近 100 ka 格陵兰 GISP2 冰芯 $\delta^{18}O$，及换算的温度

黑线为 50 a 平均值，白线为 41 项平滑结果，数字为间冰阶编号，H_1 到 H_6 为 H 事件，图上部为海洋同位素阶段 MIS(Burroughs，2005)

不仅格陵兰冰盖、北大西洋深海沉积也有 D/O 循环的记录(Peterson *et al*. 2000)。北大西洋东部圣巴巴腊湾沉积在间冰阶成层，这是因为底水缺氧所致，在 MIS2-MIS4 阶段共出现 17 个间冰阶，与格陵兰冰芯 $\delta^{18}O$有很好的一致(Heusser，1998)。就在附近加州欧文斯湖沉积的有机碳与磁化率也反映出 D/O 循环。印度季风区的高分辨率记录也充分显示了 D/O 振荡，巴基斯坦沿岸的沉积在间冰阶成层，有机物丰富，说明夏季风降水多，有机碳及声速记录均证实有同北大西洋类似的 1—18 间冰阶(Schulz *et al*. 1998)。印度洋东北孟加拉湾及安达曼海沉积颗粒大小与河水流量及陆上风化有关，也可以看出在间冰阶夏季风增强。Leuschner 和 Sirocko(2000)总结了全球三十余个地点的 D/O 循环，指出不仅在格陵兰、北大西洋、地中海、北太平洋、孟加拉湾、阿拉伯海及赤道大西洋均有 D/O 循环，南极及其邻近海域也有 D/O 循环。An(2000)对中国

黄土记录的分析也指出有千年尺度振荡。

与间冰阶对立的是冰阶。冰阶中最冷的称为海因里希(Heinrich)事件,或 H 事件。1988 年 Heinrich 指出,在北大西洋深海沉积中保存着若干陆源浮冰碎屑(IRD)层,这表明在末次冰期内曾发生过多次向大洋倾泻 IRD 的事件。后来 Bond 等(1992;1993)在北大西洋其他钻孔中也发现类似沉积,并指出 H 事件伴有海面温度和盐度的降低,并命名为 H 事件,图 1.26 中同时给出六个 H 事件出现的时间,表 1.5 中还给出 H_7 的时间,不过愈到早期,不同资料给出的 H 事件出现时间差别愈大。因此表 1.5 中的时间只能说是一个地点的间冰阶及 H 事件年代学。有人认为 DY 事件性质与 H 事件相同(de Vernal and Hillaire-Marcel,2000),所以称为 H_0。但是 Burroughs(2005)指出,YD 时气候寒冷,但是并没有如其他 H 事件的 IRD,因此对于把 YD 事件作为 H_0 持保留态度。H 事件在全球也有广泛的分布,但是至今尚未在南极找到 H 事件的证据。

表 1.5 末次冰期的 D/O 事件及 H 事件(ka)(Burroughs,2005 有补充)

时间	D/O 事件	H 事件	时间	D/O 事件	H 事件
10～20	1(14.5)	H_0(12.9)	50～60	14(52.0)	
		H_1(16.5)		15(54.0)	
20～30	2(23.4)	H_2(23.5)		16(57.0)	
	3(27.4)			17(58.0)	
	4(29.0)		60～70	18(62.0)	H_6(67.0)
30～40	5(32.3)	H_3(32.0)	70～80	19(70.5)	
	6(33.6)			20(74.0)	
	7(35.3)		80～90	21(84.0)	H_7(87.0)
	8(38.0)	H_4(39.5)	90～100	22(90.0)	
40～50	9(40.1)		100～110	23(104.0)	
	10(41.1)			24(109.0)	
	11(42.5)		110～120	25(114.0)	
	12(45.5)				
	13(47.5)	H_5(47.0)			

至于 D/O 振荡与 H 事件形成的原因,不少作者强调热盐环流(THC)的作用(Imbrie *et al*. 1993; Sarnthein *et al*. 1994;Alley and Clark,1999;Stocker,2000),对此 Alley 等(1999)作了总结。其基本思想是 THC 的最重要部分北大西洋传送带有三种模态:现代模、冰期模及海因里希模。图 1.24 给出这三种模态的示意图。其变化机制是:北大西洋北部及北海因融冰形成冷的淡水,由于盐度在决定水的密度中有决定性的作用,所以这层冷的淡水浮在表层,北大西洋深水(NADW)形成减弱,THC 减弱,THC 向北输送的热量减少,水温下降,直到因水温下降使 NADW 再次加强,THC 逐渐恢复,形成一个循环。冰期模中北海的深水形成停止,但北大西洋仍有深水形成。海因里希模中,北海及北大西洋深水形成均大为减弱或停止,使 THC 关闭或接近关闭。所以 H 事件格陵兰温度比一般的冰阶还要低 3～6℃。图 1.24A 为三种模态的 THC,B 为 D/O 循环与 H 事件时间变化的关系。

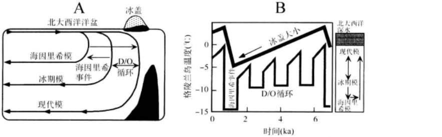


图 1.24 北大西洋海洋环流三种模态示意图(A),及 D/O 循环与 H 事件的时间变化关系(B)(Alley *et al*. 1999)

1.3.6　冰期结束期

现在分析冰期结束期，所谓结束期（termination）就是指冰盖迅速崩溃的时期（Emiliani，1955，Broecker and Donk，1970）。北大西洋ODP980（55°29′N，14°42′W）近500 kaIRD及$\delta^{18}O$记录表明，每个结束期均伴有一次大的IRD事件（McManus *et al*. 1999）。图1.25给出根据冰芯$\delta^{18}O$重建的南极东方站（Vostok）及富士穹顶近350 ka温度变化。这个序列可以看到四次结束期，由近及远命名为

TⅠ，TⅡ，TⅢ，及TⅣ，这是目前国际上通用的冰期结束期代号。图中9.3，7.5，5.5为海洋同位素阶段编号，奇数为间冰期，现代间冰期编号为1，而在每个间冰期之前为冰期结束期，即冰期结束期之后进入间冰期。

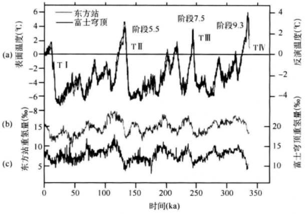


图1.25　南极东方站及富士穹顶近350 ka温度变化，TⅠ到TⅣ为冰期结束期（Watanabe *et al*. 2003）

中国山洞石笋$\delta^{18}O$是高分辨率古气候代用资料（Cheng *et al*. 2009）。中国东南部的降水以夏季降水为主，夏季平均温度与平均降水量对$\delta^{18}O$影响很少，冬季也是一样。那里$\delta^{18}O$反映了大尺度大气环流变化。$\delta^{18}O$低时夏季风强，高时夏季风弱。过去利用中国的石笋$\delta^{18}O$记录已经对TⅠ及TⅡ时的弱夏季风事件进行了研究（Wang Y，*et al*. 2001；Dykoski *et al*. 2005；Cheng *et al*. 2006；Kelly *et al*. 2006），最近又根据高分辨率记录，对TⅡ，TⅢ及TⅣ做了全面的分析（Cheng *et al*. 2009）。图1.26给出390 ka包括4次冰期结束期的记录。图1.26D为石笋$\delta^{18}O$，E为南极东方站冰芯CO_2，F为北大西洋ODP980深海沉积的$\delta^{18}O$，绿色竖条为冰期结束期。可见石笋与南极冰芯及北大西洋沉积的变化是相当一致的。冰期结束期正好是弱季风时期，由于石笋有高分辨率记录，因此可以借助石笋$\delta^{18}O$详细分析各次冰消期。

图1.27给出4次T的石笋$\delta^{18}O$，图中同时画出65°N 7月21日太阳辐射。图1.27A为与TⅠ对应的弱季风时期（Weak Monsoon Interval，WMI）。这段时间有两个WMI，图中标为Ⅰ-a及Ⅰ-b，中间为Bølling-Allerød（BA）事件隔断。其中1-a被Denton等（2006）称为“神秘时期”（Mystery Interval，MI，17.5～14.5 ka），因为这时夏季太阳辐射正在增加，但是海温激烈下降。后来证明，这是冬季太阳辐射减少，海冰增加，及夏季融冰造成的淡水，减弱了北大西洋经向翻转流（AMOC）的结果。B/A之后为YD（图1.27A），根据Denton等（2010）的最新研究，TⅠ应在18.0～11.5 ka。

Cheng等（2009）指出TⅡ（图1.27B），也可以称为WMI-Ⅱ在136～129 ka。TⅢ在251～242.5 ka，但是也类似于TⅠ，中间有一个与B/A相当的回暖期，即季风增强期，称为B/A-Ⅲ。所以WMI-Ⅲ包括Ⅲ a、Ⅲ b两个弱季风期（图1.27C）。TⅣ又对应是一个单的WMI-Ⅳ，时间在343～336 ka（图1.27D）。如果仔细分析，在TⅡ中在134 ka前后也有一段较弱的强季风期，但是长度大约只有几百年。不过依然还是可以把TⅡ与TⅣ归为一类，即WMI没有（或几乎没有）中断。另一类TⅠ与TⅢ，WMI均有明显中断，B/A约1.8 ka，B/A-Ⅲ约2.0 ka。如果把弱季风中断包括在内，则TⅠ到TⅣ分别持续6.5 ka，

7.0 ka,8.5 ka,及 7.0 ka,应该说时间长度还是相当接近的。

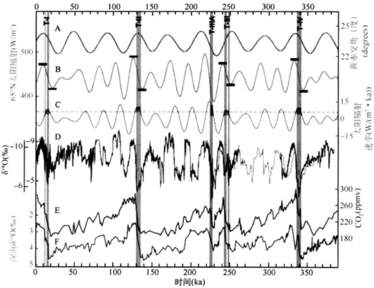


图 1.26　近 390 ka 冰期结束期 TⅠ,TⅡ,TⅢ,TⅣ 的记录

A. 地轴倾斜率(度);B. 65°N 7 月 21 日太阳辐射;C. 65°N 7 月 21 日太阳辐射变率(W/(m² · ka));D. 葫芦洞(紫色)、董哥洞(深蓝)、及三宝洞(浅绿、深绿)及林猪洞(黄绿)石笋 δ¹⁸O(‰);E. 南极东方站冰芯 CO_2(ppmv),F 北大西洋 ODP980 深海 δ¹⁸O(‰)(Cheng *et al*. 2009)

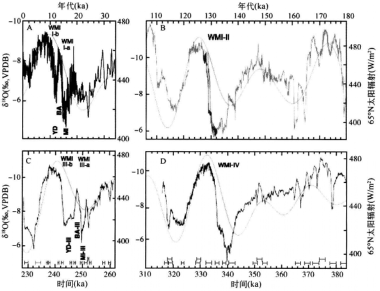


图 1.27　近四个冰期结束期(弱季风时期,WMI)

A. 葫芦洞与董哥洞石笋 δ¹⁸O(‰);B. 三宝洞(浅绿色)及 SB25(深绿色)石笋 δ¹⁸O(‰);C 及 D:三宝洞 SB61 石笋 δ¹⁸O(‰),浅绿色竖条为 WMI,黄色为 B/A 及 B/A-Ⅲ,灰色光滑曲线为 65°N 7 月 21 日太阳辐射(W/m²)(Cheng *et al*. 2009)

回过头来再看图 1.26，石笋 $\delta^{18}O$（图 1.26D）所代表的东亚夏季风强度变化与南极东方站的 CO_2（图 1.26E）和北大西洋深海 $\delta^{18}O$（图 1.26F）变化相当一致。这个关系可以理解为：北半球夏季太阳辐射的增加导致冰盖融化，淡水及冰山向北大西洋倾泻，减弱了 AMOC，冬季的大量海冰加剧了这种影响，到达印度洋北部及欧亚大陆，使夏季风减弱。最后，再回到图 1.26A、B、C，显然可以看出，结束期并没有发生在振幅最大的时期（图 1.26B），而是发生在辐射增加最快的时期（图 1.26C）。

Beal 等（2011）的研究，进一步证实了 Denton 等（2010）对冰消期北半球冰盖融化造成南半球西风带南移，SST 上升，冰期结束的概念模式，并强调了非洲南端厄加勒斯暖流（Agulhas leakage）的作用。图 1.28 给出近 6 个冰期—间冰期旋回的过程。冰消期（在图中用 T1 到 T6 表示）。厄加勒斯暖流增强，南半球副极地锋南移，SST 上升，AMOC 增强。这项研究对 AMOC 的变化补充了新的证据。过去研究北半球冰消期，大多注意冰融水造成的 NADW 减弱，现在明确证明厄加勒斯暖流在增强 AMOC 中的作用，有非常重要的意义。

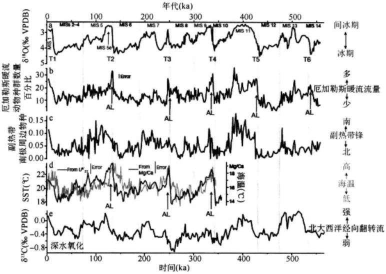


图 1.28　南非南端开普洋盆（Cape Basin）近六个冰期—间冰期旋回厄加勒斯暖流及 AMOC 变化

a. 冰期—间冰期旋回；b. 厄加勒斯暖流；c. 副热带锋位置；d. SST；e. AMOC 强度（Beal *et al*. 2011）

1.4　气候与人类

人类属于脊椎动物。脊椎动物是在 65 Ma 恐龙大灭绝之后逐渐发展起来的，在第三纪已经有了古猿，进入第四纪之后已经发展为直立人，大约 20 万年前出现了智人，旧石器时代的智人有时称为古人、新人，进入新石器时代才出现与现代人解剖学上完全一致的智人（Homo sapiens）（White *et al*. 2003）。回顾从猿到人的历史往往会产生误解，似乎现代人是猿猴变来的，这是不对的。60 万～70 万年前北京出现了猿人，但是现代的中国人并不是猿人的子孙。那些猿人早已逝去了。现代分子人类学根据基因图谱证明，不仅中国人，现在世界上的白、棕、黑、黄各种族的人民都有一个共同的祖先，即大约 150 ka（15 万年前）非洲人的后代，这种观点就是著名的走出非洲（out of Africa）理论，这个理论认为人类走出非洲与气候变化是密切相联系的。

1.4.1　人类的出现

现代人是怎么发展形成的，古人类学家从解剖学角度来研究化石记录，对这个系谱（family tree）已经

有了一个初步的认识(Kimbel and Martin,1993)。图 1.29 给出一个系谱的概略图(NRC,2010)。由人类与黑猩猩从共同祖先分裂出来开始,8 Ma 来大体上经历了以下几个阶段:

(1)8～6 Ma(均为 BP,以下略去)与黑猩猩分离(Kumar *et al*. 2005)。乍得的化石记录说明与类人猿相比鼻子变平,颅骨说明是双腿行走,时间约在 6.8～7.2 Ma(Lebatard *et al*. 2008)。肯尼亚的颚骨及胫骨化石记录所给出结论相同,时间在 5.7～6.0 Ma(Senut, *et al*. 2001)。因此到 6 Ma 我们的祖先已经与黑猩猩分离,并适应可双腿行走,这是与大的类人猿的主要区别。

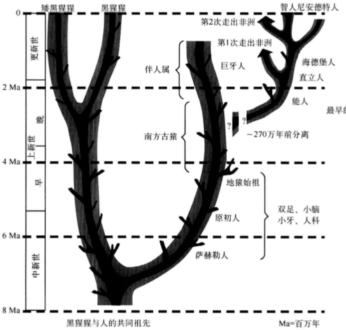


图 1.29　过去 8 Ma 人类发展的系谱(NRC,2010)

(2)6～3 Ma 是一个缓慢发展的阶段。牙长大了,珐琅质加厚、犬齿减少,这些都是从撒赫勒人、原初人、地猿始祖、到南方古猿及伴人属发展的主要特征(White,*et al*. 2009)。南方古猿的臼齿及前臼齿较大,珐琅质也厚(White,*et al*. 2006)。但是大脑与体重的比例与大的类人猿是一致的,四肢的比例与黑猩猩及人都不一样,骨盆及臀部结构表明是与人属不同的用两条腿行走的动物。阿尔法古猿是最著名的,包括 3.2 Ma 的"露西"(Lucy)。

(3)3～2.5 Ma 人科与南方古猿分离,有人认为分离的时间在 2.7 Ma。大约在 2.6 Ma 开始使用石器。由于牙齿、颚骨出奇的大,所以可能是阿尔法古猿的直接后代。大的颚骨及牙可能是为了咀嚼非常硬的食物。伴人属大约 1.2 Ma 或稍后灭绝,同时非洲一些哺乳动物也灭绝。无疑在伴人属存在时,某些地区出现了人属。人属存在的指标是石器。最早的石器出现于 2.6 Ma(Semaw,*et al*. 2003)。人属颚骨比南方古猿宽。在人的骨骼化石旁总有动物骨骼及石器。不过称之为人属,并不意味着在解剖学上与行为学上与现代的人完全一样。

(4)能人约生活在 2.0～1.7 Ma。能人是介于类似猿的原始人类,如露西与后来出现的更像人的原始人类之间缺失的一环,能人拥有类似于猿的前臂,但是却用两腿行走,并且能制造简单的工具。直立人出现在 1.9 Ma,其四肢骨骼与现代人几乎很难区分,这可能与长期跑动有关。这一种人第一次走出非洲分散到各地,1.8 Ma 来到东亚中国及印度尼西亚,主要原因是为了打猎取得肉食(Zhu,*et al*. 2004; 2008)。其牙齿珐琅质表明生活更接近于类人猿,而不是人类,长得快也死得早,大约 0.8 Ma 开始用火(Goren-Inbar,*et al*. 2004)。但是这次走出非洲是不成功的,海得堡人、尼安德持人都已经灭绝了。

(5)智人在 0.2 Ma 首先出现在非洲(McDougall,*et al*. 2005)。其脑量及骨骼与现代人已经没有什么区别。智人在 0.2～0.1 Ma(20 万～10 万年)遗留下非常多的考古证据,如(a)水生贝壳,(b)细石刀,磨石(c)石尖状器,(d)长距离交换物质,(e)钓鱼用骨钩,(f)串珠装饰物,(g)肖像(McBrearty and Brooks,2000;Marean,*et al*,2007)。现代人在尼安德特人灭绝之前约 6 万年前已经出现在非洲,后来散布到全世界(见 1.4.2 节)。当然,这个系谱也还有许多不确定性,对此也有的作者有不同的见解(White,*et al*. 2003),这也是很自然的。

人类的发展显然与非洲的环境与气候有密切关系。东非构造学的历史的一个重要特征就是东非大裂谷系统(East African Rift System,EARS)的形成。EARS 开始之前东非为低地,30 Ma 火山爆发造成了埃塞俄比亚高原(Wolfendon,*et al*. 2005)。到 10 Ma 活跃的裂谷向南扩展 4000 km。大裂谷有两个分支,东支较古老在渐新世(38～24 Ma)发展、多火山活动、多碱/盐湖。西支较年轻在晚中新世(24～5 Ma)发展、火山活动少、多淡水湖。这两支峡谷在晚中新世影响降水,在峡谷侧面的背风坡形成雨影带(Sepulchre,*et al*. 2006),尼罗河的发展也有重要意义。在早中新世之前没有尼罗河流域的证据。埃塞俄比亚高原的形成对尼罗河有决定性的作用。另外非洲板块的碰撞也有重要意义。

大量的证据表明从中新世末—上新世初到上新世晚期大约 6～3 Ma,东非的气候由暖湿变为冷干(并且可能多变)(Levin,*et al*. 2004;Wynn,2004)。而且最突出的是 1.8 Ma,1.2 Ma 及 0.6 Ma。deMenocal(2011)指出,2.9～2.0 Ma 及 1.9～1.6 Ma 两次干旱草原的大发展与使用石器的代表性时期一致。Trauth 等(2006)指出,第四纪非洲有三次湖泊高水位期,在 2.7～2.5 Ma(百万年前),1.9～1.7 Ma 及 1.1～0.9 Ma。这三个时期都是地球轨道要素偏心率最大,而且变化幅度最大的时期。地球公转轨道偏心率大时季节变化增强,热带雨季强度增大。2.7～2.5 Ma 相当北半球(更新世)大冰期开始。1.9～1.7 Ma相当 Walker 环流显著移动。1.1～1.9 Ma 相当于更新世的显著变革。全球气候变化与最大岁差振幅结合可以解释为什么湿润期只是在近 0.4 Ma 才重复出现,这时偏心率变化造成的高周期性岁差振幅最大。这些极端气候变化时期与东非哺乳动物及人类的形成与扩散的关键时刻一致,刺激了人类的演变。约 2.6 Ma 最早出现南方古猿(Australopithecines),约 1.8 Ma 出现最早的直立人(Homo erecuts)走出非洲,约 1.0 Ma 直立人第二次走出非洲,与三次湖泊高水位若合符节。在这方面,湖泊环境与最早人类生存地点的密切关系是很让人感兴趣的。东非哺乳动物与人类的演变有两点很重要;第一,气候及环境条件持续足够长的时间,如 10^4～10^5 a,促进人类的演变,第二,湖泊按照岁差周期很快生成与消失,造成环境的快速变化,最终推动不同地区的演变。Compton(2011)认为人类共有三次走出非洲;1.9 Ma,0.4 Ma 及 56 ka,都是在气候暖湿条件下。但是前两次虽然走出了非洲,却未能生存下去,最后都灭绝了。只有最后 1 次才获得成功,形成了今天遍布全球的人类。下一节将讲述这个过程。

1.4.2　走出非洲

图 1.30 给出根据基因树确定的人类迁徙图。出发点是赤道非洲,时间是 150 ka。大约 40 ka 从南亚进入中国东部。大约相同时间通过中东进入欧洲。大约 25 ka,即 LGM 之前,通过亚洲与北美洲之间的陆桥进入北美。到南美南部已是 14 ka,即将进入全新世了。

绘制基因图的原因是不同人群基因形成的频率是不同的。这个频率的不同称为基因距离。一般分析染色体或 DNA(脱氧核糖核酸)单型基因。因为他们只遗传父母一方的遗传信息。线粒体 DNA(mtDNA)只继承母系的遗传因子,Y-染色体只继承父系的遗传因子。开始,人们集中力量追踪母系遗传。变异(mutation)产生 mtDNA 的差异。变异从一代传到下一代。根据种系网或树(phylogenetic networks or trees)的变异分类,可以估计不同种群之间的关系。线粒体的"夏娃"生活在 150 ka,她是所有人 mtDNA 的祖先(Burroughs,2005)。随后分子人类学家再次成功破译了男性遗传密码的 Y-染色体,通过研究也指向非洲东部一个共同父亲"亚当"。

现代人出现在倒数第二个冰期(220～130 kaBP),那次冰期比最近的一次冰期持续时间长,这可能使得非洲特别在最后阶段异常干旱,因此古代时期(archaic period)生活在大陆上的人群解体,结果最有创造力的或者能适应环境的人活下来。这时欧洲为尼安德特人(Neanderthals)居住,亚洲远东为直立人

(Homo erectus)的后代。化石记录表明现代人大约在 100 kaBP 向外扩散，传统的观点是现代人从地中海东部(Levant)来到旧世界。在现在属于以色列的地区发现了现代人的化石。尼安德特人大约生活在 100～60 ka 与现代人可能有一段重叠时期，但是可能未能留有后代，不过对此尚有争议。从 100 ka 开始的冷期使得地中海东部不适合居住。同样，寒冷的气候使得尼安德特人从欧亚大陆向南，达到干旱的中东，但是也许没有时间与现代人同时生存在这个地区。

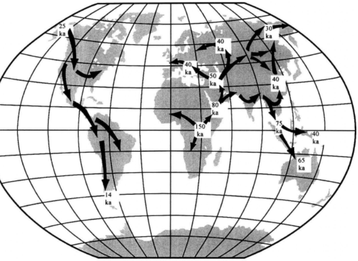


图 1.30　现代人走出非洲，人类迁徙图，数字单位为 ka(Burroughs，2005)

最近发现，走出非洲可能还有一条偏南的通道。在红海边发现了 125 ka 的人工制品。重要的问题是人们什么时候跨越红海，基因距离分析表明，这不会早于 80 ka，但是，有什么气候变异导致了这个迁徙呢？85 ka 海平面降低可能是一个答案。红海与亚丁湾之间是一个像针尖一样的海峡。红海沉积分析表明海平面下降，海水盐度增加，浮游生物减少，大约 84 ka 海平面下降到现代高度的 25 m 之下，下降一直持续到 76 ka，共下降40 m。这时看来也门的绿色小山可能是更吸引人的地方。因此，人们穿过狭窄的岛链达到红海的对岸。到了阿拉伯，人们就很容易沿着海岸线走到印度及印度尼西亚，甚至澳大利亚。这与发现人类于 60 ka 到达澳大利亚是一致的。在 46 ka 大型动物灭绝的证据，说明现代人达到了那里。如果是经过帝汶海而不是通过新几内亚到达澳大利亚，气候则起着重要的作用，因为只有海平面极低时，才可能使澳大利亚北部的大陆架露出水面。因此最大可能是 H_6 事件之后，海平面比现代低 70 m 的时候，即大约 67～61 ka。

综合 mtDNA 和 Y-染色体研究，可以知道人类达各洲的时间。大约每百万年(Ma)mtDNA 可能产生 33%的分歧。由此判断非洲与亚洲人分开是在 70 ka，亚洲人与美洲人分开在 55 ka，欧洲人与中东人分开在 40 ka。这说明进入欧亚大陆要晚，一直到长的冰阶之后即 59 ka。这是因为寒冷的气候在欧亚大陆盛行，并一直延伸到中东，那里大部是沙漠。所以，我们的祖先才生活在沿着幼发拉底河、底格里斯河和古印度河，贴近温暖的印度洋地区。Y-染色体资料表明，最晚走出非洲在 60 ka，40 ka 达到中亚，35 ka 达到欧洲。基因分析证明最后一波走出非洲的移民浪潮是唯一成功的一次。

考古及基因资料证明，人类迁徙的历史是复杂的。而且可以肯定地排除了尼安德特人的影响。愈来愈多的证据证明"走出非洲"的模式是正确的。这就是说 100 ka 生活在欧亚大陆的古代人(archaic species)与现代人没有血统关系。

但是，还要注意一个基本问题，就是人口增长。究竟自然选择是在一个相对稳定人口的基础上进行，还是在一个缓慢增长的基础上进行。从 100～20 ka，现代人的数量可能由于环境的变化，首先是气候变化而波动。因为很难区别自然选择和人口增长的影响。在自然选择的影响下有利的人种变异可能很快

传遍各地，专注这些携带有利变异因素的人种，这个过程看起来就像人口增加，开始很少、后来增加、以后持平。从实际角度看，这两种过程对基因变化的影响是一样的。除非比较不同地方的基因，无法明确地区别这两种过程。稳定增长对所有地区的影响都是一样的，但是选择则对不同地区有不同影响。有证据表明变种来自不同地区，这表明人类基因变化受到自然选择的强烈影响，所以在利用基因图研究人口历史时要特别小心。也就是这样，图 1.30 只是给出来一个宏观的概念。需要更多的资料才能了解现代人如何以及何时迁徙到全世界的细节。

1.4.3 生活在冰期中

(1)MIS3 气候

对此 Burroughs(2005)有十分生动的描述。如上一小节图 1.29 所示，人类第三次，也是唯一成功的一次走出非洲发生在 H_6 事件之后的 59～29 ka，即 MIS3。这是末次冰期中气候振荡激烈的一段时期，特别其中包括 13 个气候相对温暖的间冰阶(表 1.5)，因此与后期的包括 LGM 的 MIS2 形成鲜明的对照。但是其中也包括三个十分寒冷的时期 H_5、H_4 及 H_3，模拟研究表明 LGM 时从不列颠岛到阿尔卑斯山，从阿尔卑斯山以东到多瑙河北部，以后沿 50°N 纬圈一线以北冬半年有 6 个月积雪。而在相对温暖的间冰阶这个线向北移到英格兰中部，大约沿 55°N 纬圈，即约向北移了 5°纬度。

由于 H_5 事件之后气候相对温暖，在人类历史上称为旧石器时代晚期革命。在 40 ka 前后间冰阶 9 欧洲北部平原盛夏法国西部的温度约 15℃，俄罗斯南部达到 20℃，比现代低不了多少。植被多草本植物，缺少桦、松、云杉等生长期长的树木，说明短期气候变率阻碍了这类植物的生长。冬季有 3～6 个月雪盖、强风，春季解冻形成洪水，气候条件接近现代西伯利亚，故多长毛猛犸、长毛犀牛、驯鹿、及麝牮。但是在此前此后的寒冷时期夏季太冷不利于树木生长，冬季也更寒冷。

从地中海到中东温度条件足够人类生存，问题在于降水。从 55 ka 到冰期结束古死海的水位较高，但是 H 事件时水位极低。这时北大西洋深水形成瓦解，冷水注入地中海，利凡特蒸发与降水均减少。因此 H_6、H_5、H_4 及 H_3 时中东干旱。H_6 之后 67～59 ka 是一个较长的冷期，干旱严重不宜于人类居住。这就是北大西洋 D/O 振荡及 H 事件在印度洋西北的反映(Schulz *et al*. 1998)。西伯利亚的气候与北欧类似，MIS_3 时期夏半年与现代接近。D/O 振荡间冰阶 5—12，在西伯利亚南部的孢粉中都可以看到。这时西伯利亚可以居住，由于降水少、雪盖时间短但日照充足，类似于美国北部及加拿大南部的大草原，所以称为“猛犸大草原”，在 MIS3 最暖的时期可向西扩展到西欧，向东穿过白令海峡，这是人类从欧亚大陆进入北美的重要通道。而且在东部北大西洋事件的影响愈来愈弱，冰阶、间冰阶差异不大，39～33 ka 森林发展良好。北美在 MIS3 的情况证据不多。根据甲虫(beetle)估计，55 ka 为冷期，在此之前 57 ka 最暖，64、71 及 74 ka 相对较暖。55 ka 7 月温度可能比现代低 7～8℃，1 月低 15～18℃。43.5～39 ka 则较暖，称为“温和的威斯康星”(Elias，1999)。最暖的时候(42 ka)7 月温度仅比现代低 1～2℃。MIS3 开始澳大利亚气候湿润，以后转为干旱，这为人类进入澳大利亚提供了条件(Bowler *et al*. 2003)。

(2)LGM 气候

LGM 显然是气候最为严峻的时期。H_3 约在 29 ka 结束，标志着 MIS3 结束。海洋沉积记录表明 MIS2 约在 2.9～15 ka，劳仑泰冰盖与泛斯堪的亚冰盖扩展。LGM 包括 H_2(23 ka)及 H_1(16.5 ka)，对西北欧影响最为显著。靠近冰盖边缘的地区没有或很少植被，永冻土伸展到法国南部，沙丘活跃于英格兰、法国南部、德国及波兰。甚至在地中海也很少粗大树木植被，基本上是干旱半沙漠植被，只是偶然有小的林地。希腊山脉的西坡才有落叶与针叶树。但湖泊水位较高，这可能是冬季降水量大，而温度低蒸发较少的结果。可以设想，中欧及东欧更不适宜人类居住，但并不完全如此，在小块地上也有耐寒的树木如松、桦、云杉。再向东在俄罗斯草原，沿河谷有林地，也有人居住。在黑海东岸、喀尔巴阡山西南有森林，但只有高加索南部低地有温带森林。那时黑海较现代浅、范围小，而里海则较深，范围也广。穿过小亚细亚在土耳其高地、叙利亚北部及伊朗西部多草原及半干旱草原。在土耳其西部、南部及东部可能是森林或森林草原。再向东西伯利亚南部冬季约比现代低 12℃，夏季温度约低 6℃。由此向南，喜马拉雅高原并不是一个大冰盖，而是分散的冰川与冰帽。阿拉斯加湾及北太平洋海冰不多，夏季气候可能比现代冷，

但是冬季却较温和，部分地区可适合居住。

东亚夏季风南退，森林植被及气候带也南退。由于海平面下降，日本与朝鲜半岛相连，但仍与大陆分离，日本海几乎完全封闭为一个湖。大约 30 ka 开始有人居住，但植被带南移。北海道可能有永久性的冰。中纬度高地有橡树、松树，南部低地为草原，有分散的桤、桦、柳等。黄土证据表明中亚的沙漠范围更广，中国的树线可能比现代低 1700 m。那时台湾与大陆相连，森林覆盖了约 1/3 的地区。中国最南方与现代气候差异不大，适合人类居住，但那时副热带雨林为混合针叶林及常绿阔叶林取代。日本的年平均温度比现代低 7～9℃，降水比现代少 1/3。南亚气温比现代低，降水少。印度比现代干，阿拉伯海盐度高，说明河水径流量小。北美的气候特征为一巨大的冰盖，气候带南移。由于墨西哥湾仍较暖，冬季南北温度梯度加大。

(3)进入旧石器时代晚期

旧石器时代晚期欧洲有四种文化：奥瑞纳文化(Aurignacian)约 40～35 ka，可能从利凡特及土耳其经过博斯普鲁斯海峡进入欧洲。格拉维特文化(Gravettian)约 35～30 ka，从黑海外高加索或更远从里海以东进入欧洲。这可能是大部分现代欧洲人的祖先。梭鲁特文化(Solutrean)，22～17 ka 在法国西南。马格达林文化(Magdalenian)17～11 ka。

现代人进入欧洲主要有两条路线：一条从巴尔干到沿多瑙河谷走廊，另一条从利凡特、土耳其、希腊沿海岸到意大利、法国南部及西班牙。基因证据表明这个迁徙约在 50 ka。不过在 LGM 前后由于欧洲大部分地区不适宜居住，能找到的证据不多。

(4)生活在亚洲的猛犸草原

末次冰期的一个重要特征是人类成功地生活在俄罗斯大平原。LGM 时欧洲西北部已不适宜居住。但是在俄罗斯从顿河到东西伯利亚，仍有人居住(Vasil'ev *et al*. 2002)。这不仅证明现代人可以适应严酷的环境，而且说明西伯利亚极区没有广泛的冰盖，同时俄罗斯欧洲领土北部没有冰，因此 32～29 ka 的间冰阶在西伯利亚比较明显，相对短暂而温暖的夏季使猛犸草原有大量动植物。

再向东在西伯利亚最早 45～41 ka 有现代人，大部在阿尔泰山，35～30 ka 扩散到贝加尔湖以外及蒙古戈壁，25 ka 出现在中国西北。同时他们进入叶尼塞河、尼安加拉河及勒拿河支流阿尔丹河的考古证据表明北美极区人的祖先可能生活在那里。他们以采集、打猎、捕鱼为生，使用三角形石尖状器，被称为“杜克泰文化”(Dyuktai)，时间在 33～10 ka。现代人 30 ka 生活在日本，形成“绳文文化”也是渔、猎、采集社会。同时在西伯利亚伊尔库茨克也有人居住，那里考古发现了许多大型动物的骨骼。在大草原上人们用猛犸的骨骼搭建住屋，乌克兰就有这种考古遗址。当然，LGM 时人口减少，但是在西伯利亚南部及俄罗斯远东确实有人居住。

(5)三条狗的夜晚

在俄罗斯远东最东端的楚科奇半岛生活有著名的爱斯基摩人。他们对狗是十分爱护的。在传说中对夜晚寒冷的程度是用狗的数目来表达的。由于气候寒冷，在冰屋中人要靠狗取暖，冷的夜晚被称为“二条狗的夜晚”，最寒冷的时候称为“三条狗的夜晚”。通过基因 mtDNA 分析可以知道，从什么时候开始驯养动物。研究表明狼是狗的祖先，狗与狼分开大约在 40～15 ka，而且更倾向于晚一些的时期。美洲及欧亚大陆的狗均来自旧世界的灰狼，如果 25 ka 人类是带着狗进入美洲的，则驯养狗的时间必要早于此(Savolainen *et al*. 2002)

(6)人与虱子

对虱子的研究是一项令人惊奇的结果，这种特殊的虱子只附着在人体上，在衣服上产卵。所以这种虱子是在人开始穿衣服时才发展起来的，时间大约在 70 ka(Kittler *et al*. 2003)。有人认为只是当人类走出非洲，经历了寒冷的气候才开始穿衣服，而且 74 ka 印度尼西亚苏门答腊托巴(Toba)火山爆发可能促进了人类开始穿衣服。那是近百万年来最强的一次火山爆发，火山口达到 100 km 长，60 km 宽，喷发出 3000 km^3 的物质，超过了火山指数 VEI 的最高级 8 级的标准，硫酸气溶胶存在了几年。

近来的研究表明，虱子有两个不同的基因系统，这两个品种的分离大约在 1.2 Ma 即人类第 1 次走出非洲之后，这些人在东亚一直生活到 50 ka，现代人只能通过接触才能得到这些虱子，人类是如何接触的，

这是一个很有趣的问题。两种不同种类虱子的地理分布也是很有意思的,一类全世界人都有,另一类则只有美洲人有。这表明现代人带着固有的虱子穿过白令海进入北美。世界范围品种的虱子则说明虱子及其主人——人类,大约在100 ka遇到了灾难,末次冰期即将开始了。

这些例子生动地说明,人类是如何经历了寒冷的冰期,并迁徙到全世界。

1.4.4 走进全新世

LGM之后进入冰消期,这是一个气候波动激烈的时期,有B/A暖期,也有YD事件(12.9~11.6 ka)。一般把YD事件结束作为小冰期结束,从11.5 ka进入现代间冰期——全新世。本小节主要讲述这个过程,对此在Burroughs(2005)的《史前气候变化》一本书中有较为全面的介绍。

(1)欧洲、中东及北非

欧洲大陆冰消期的气候事件都非常清楚,实际上这些气候事件最早主要就是根据欧洲的记录确认的。先是气候逐渐缓和,YD时又变坏,原来覆盖大部分欧洲的林地再次消失,而代之以干旱草原和草原—苔原。西北欧条件的严酷程度要低一些,为森林苔原。波兰及德国为草原,接近芬兰—斯堪的纳维亚冰盖为灌木苔原。

在南欧及利凡特,即地中海东部,随着LGM后温度上升,降水增加,在13.5 ka达到一个峰值。但YD时干旱比北欧严重。孢粉记录表明希腊与土耳其甚至比LGM峰值时干旱还要强烈,希腊的年降水量可能低于150 mm,干旱带向东扩展到叙利亚西北、土耳其及伊朗扎格罗斯山西部。

YD结束时,北欧的变化是巨大的。英伦三岛年平均温度上升15℃,夏季上升5℃,隆冬上升20℃,欧洲的情况大体如此。根据孢粉可以把欧洲气候划分为5个阶段:前北部、北部、大西洋、次北部及次大西洋。Davis等(2003)分析了北非及乌拉尔山以西欧洲约2000个孢粉记录,估算了12 ka以来的温度变化,发现11~8 ka冬季温度下降4℃,夏季温度下降2℃。这可能与气候变湿有关。中全新世的温暖主要发生在夏季,8 ka之后冬季温度变化不大。但是南欧的情况则不同,地中海西部8 ka之后变暖,冬、夏温度均上升2℃。地中海东部温度上升的要小一些,主要冬季温度有所升高。

(2)东亚及南亚

研究LGM之后的中国气候主要依赖于对黄土的分析,但是黄土不好定年。大体上YD时中国气候冷干,中间夹有短暂的暖湿情况。早全新世气候变暖,夏季风向北扩展,在9 ka达到与现代相当的水平。大约8 ka南亚比现在略为暖湿,季风增强、湿度增加一直蔓延到北非副热带。一直到5 ka,中国与蒙古的湖泊水位较高,这时在中国中北部黄土高原耐旱植被达到早—中全新世的最低点。8~5 ka森林覆盖比现代更偏北偏西,在许多地方降水量比现代高100 mm,温度高2~4℃。在中国东北落叶树向北扩展200~300 km,达到俄罗斯远东。阿拉伯海及印度塔尔沙漠中的湖泊记录表明10 ka前后西南季风增强。但是塔尔的资料表明降水量并不仅仅决定于夏季风,冬季降水在保持湖泊水位上升也有一定作用。那时拉贾斯坦是热带草原环境,而现在是半沙漠,冬季降水可能比现代高200~300 mm,年降水量高500 mm(Burroughs,2005)。

(3)非洲与南半球

在整个冰期中非洲大陆气候干旱。北半球的气候,特别是温度与格陵兰冰盖的变化有密切的关系。但是热带非洲的降水量则不然。LGM北非是干燥的沙漠,热带雨林的范围大为缩小,ITCZ异常地弱(deMenocal *et al*. 2000b)。大约14 ka突然由于干燥变为湿润,一直延续到5 ka。南大洋沉积表明,11.5 ka南极海冰突然减少,南极全新世气候最优时期约在10.5~9 ka,早于北半球。6.5 ka开始变冷,5.1 ka海冰向北扩展到现代的范围。热带非洲湖泊水位在YD事件、8.2 ka事件及4.2 ka事件时明显降低。埃塞俄比亚高原4.2 ka降水剧烈下降。比较北大西洋及南大西洋的记录可以看出,中全新世的气候变化可能先从热带、副热带开始,然后向两个半球的高纬度传播。

(4)北美

LGM之后北美的气候变化受控于劳仑泰冰盖的消融。YD事件时高原回到冷湿的冰期气候条件。以后虽然气候变暖,但冰盖上的反气旋仍然把天气系统推向南部。所以,整个大平原北部高原及落基山

东坡盛行冷湿气候。相反在怀俄明及爱达荷较干旱，但在南部由于不受冰盖影响，从太平洋来的季风增强(Schuman *et al*. 2002)。10～8.2 ka 的变暖使墨西哥湾夏半年降水增加。同时，大陆中部大草原向东扩展，这说明气候干燥度增加，这都是受冰盖反气旋的影响。随着冰盖上空反气旋的减弱，极锋北退，西风带北移，这又影响了劳仑泰冰盖，极锋进一步北退。由于夏季太阳辐射较高，温度可能比现代高2.1℃。但是夏季从太平洋来的风仍较干燥，称"高温干旱"(Altithermal drought)。

7.8 ka 北大西洋环流恢复正常，这使得高原季风降水向北扩展。6 ka 时夏季温度可能比现代高2.5℃。5 ka时夏季风北界仍比现代偏北。此后，降水量减少，强干旱比近百年的频率还要高。

1.4.5 农业的起源

农业的起源是一个有趣而又有争议的命题，包括气候变化的影响、人口增长的压力、以及动植物形态、地理位置、动植物作为食物供给的重要性均在讨论之列(Burroughs,2005)。唯一没有争议的是农业在维持人类生存中的重要意义。但是农业也有不利的一面；增加劳动价值、减少食物的多样性、降低流动性、最终奠定了社会结构不平等的基础。同时，人与家畜聚居在一起还带来疾病。那末，为什么从事狩猎一采集为生的祖先要从事食物生产呢?

在讨论农业起源之前，先要说明什么叫农业。许多狩猎一采集者从野生植物收集种子及果实，在这个过程中最早可能在 23 ka 就发明了储藏的器具，并学会除草，以便植物长得更茂盛，这是走向农业的第一步。下一步播种某些作物则要求定居的条件，大约经过了 10 ka，人们才开始这样做。再下一步是选种，不仅为了提高产量、也为了易于收获，这样就驯化了某些植物。从考古证据中谷物颗粒大小的变化就可以知道农业发展的程度。

关于农业起源的争议开始于蔡尔德(V Gordon Child)，他提出了"新石器革命"的思想。他写了两本有深远影响的书，《人类创造了自己》("Man Makes Himself",1936)及《历史上发生了什么事》("What Happened in History",1942)。他认为农业是末次冰期结束后气候突变的结果(Burroughs,2005)。气候由冷湿转为暖干逐渐变干迫使人类、动物及植物退回大河两岸及绿洲，人类与动物及植物的密切接触导致了驯化。

但是，这也使永久居住地的人口迅速增加。从 12 ka 开始狩猎一采集者开始生育比他们的食物能够养育的要多的子孙。无论什么原因，旧石器时代的人口是增加了。人口的增加暴露出资源的不足，人们才不畏艰辛地开始了农业生产。不过，是什么原因导致了"人口爆炸"，狩猎一采集者为什么着手生产食物，其中一个原因可能是定居，这样小孩易于抚养。女人不需要带着小孩做长距离的游牧，家庭人口增加，当然气候变化的影响也是一种可能性。

从 LGM 结束到全新世开始，有两个气候特点值得注意，第一，随着 H_1 事件结束，大的气候背景发生了转移。第二，冰消期气候波动激烈，例如发生了 YD 事件。B/A 事件时的温暖气候提供较好的生活条件，如"肥沃的新月带"。但是 YD 事件使得环境又回到接近冰期时的情况。退到大河两岸和绿洲的人类发现只有开展农业才能挽救自己。在幼发拉底河流域即现在叙利亚北部在 13.5 ka 形成了纳图夫文化(Natufian culture)那里有不间断的考古文化，从狩猎到发展完好的农业，有驯化谷物小麦、大麦的证据(Hillman *et al*. 2001)。这说明大约 YD 事件开始前狩猎一采集者就开始系统的种植谷物，以抵御野生植物的减少。因为野生品种更多地依赖降水，气候转为冷干，野生品种就灭亡了。所以，狩猎一采集者播种以前收集到的野生品种。最早的农民就是把野生植物转换为适合生存及耕种的品种。驯化不是一个深思熟虑的过程，而是不断的种植、生长、收获，通过选择找到那些壳不那么硬而易于消化的品种。气候变化的影响并不仅限于播种谷物。YD 事件人类生存方式的影响是多方面的，首先就是选择受 YD 事件影响较小的地区。考古证据表明，只有在"肥沃的新月带"才有这些谷物的最早的野生祖先。驯化的植物除小麦、大麦之外还有小扁豆、豌豆、鹰嘴豆。

在世界上还有一些地区的农业是在全新世开始时或更早时期单独发展起来的，如南美、中美、北美及中国。虽然耕作可能首先在近东诞生，但是其他洲的人也在早全新世开始驯化自己的植物，如厄瓜多尔种南瓜(Smith,1997)、中国种水稻(Shelach,2000)。中国东部水稻的开发最早可能在 YD 事件时，石化

水稻证明冰期末期到全新世的水稻可能是由长江中、下游冲到东海的(Lu *et al*. 2002)。此外，大约 7 ka 中美洲开始种植玉米，秘鲁开始种植大豆。

图 1.31 给出全新世早期到中期农业的扩展图。考古证据表明从早全新世开始，农业从中东向欧洲扩展。8 ka 之后进入希腊，6～5 ka 进入英伦三岛及斯堪的纳维亚。这个过程很少有人怀疑，争论的问题是现代的欧洲人是生活在冰期中的旧石器时代欧洲人的子孙，还是新石器时代随着农业的发展从中东进入欧洲的人的子孙。基因分析(Semino *et al*. 2000；Wells *et al*. 2001)表明 80%的欧洲人是旧石器时代祖先的后裔，20%是新石器时代从中东进入欧洲的人的子孙。最新的研究表明，中东人的贡献在法国西部及英格兰只有 10%，而在欧洲东南部达到 50%以上(图 1.32)。

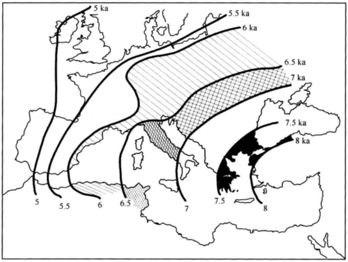


图 1.31　早全新世到中全新世农业在欧洲的扩展(Burroughs，2005)

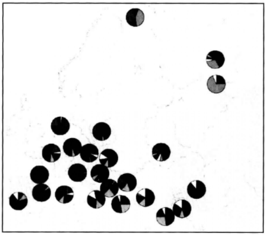


图 1.32　非重组 Y 染色体系谱，红色代表从中东进入欧洲，绿色为旧石器时代已进入欧洲的祖先，紫色为从西伯利亚由东向西进入欧洲，其他颜色为其他不同来源(Semino *et al*. 2000)

1.4.6　气候与中国农业

中国古代以农业立国，讲到中国的历史，离不开农业的发展。这里我们就气候对中国农业发展的影响，进行一个简要的分析与讨论。英国考古学家柴尔德把农业的产生作为区分新石器时代与旧石器时代的标准，而不是传统的以磨制石器和陶器为主要标志，并将农业的诞生称之为新石器革命。进入全新世，气候变得温暖湿润，野生谷物的生长地扩展，人们为了更方便采集食物，离开了原来居住的洞穴，逐渐在平原上生活下来。由于得到更多的日光照射，一些被人类无意中遗弃的种子在住处的周围发芽生长，使人们掌握了野生谷物的生长规律，开始种植谷物，居住地周围的空地又给狩猎者饲养动物提供了机会，农业便在这种良好的条件下发展起来了（陈文华，2002）。不过，农业的产生原是非常复杂的。气候就是农业发展的一个重要条件。然而，气候是一把双刃剑。没有暖湿的条件，不可能发展农业，但是如果气候条件非常好，则无需种植谷物，只有当人口压力增加，或一旦气候条件变坏，才促使人类开始种植而不仅仅是采集谷物。

中国被认为是六个或八个独立的农业起源中心之一。过去有一种观点认为畜牧业的发展先于种植业，为了解决饲料的需要才产生种植业。摩尔根在《古代社会》一书中指出：东半球（旧大陆）的农业，是游牧部落为了解决牲畜的饲料而产生的。恩格斯在《家庭私有制和国家起源》中也引用同一观点："十分可能，谷物的种植在这里首先是由牲畜饲料的需要所引起的，只是到了后来，才成为人类食物的重要来源"。（陈文华，2002）。但是，中国的大量新石器时代遗址，基本上都呈现了以农业为主的经济面貌，至今未发现一处是以畜牧经济为主的早期农业文化遗址，农业是直接从采集经济发展而来的。考古学没有提供畜牧业引出农业的任何证据，能够提供的倒是否定的证据。在我国考古和民族学材料中，迄今没有看到人类在狩猎采集经济阶段就驯化、养殖牛、羊、猪、马等动物的证据（李根蟠等，1980；1981）。

在采集经济时代，原始人靠采集野生植物的芽叶、果实或地下根茎为生，大约在旧石器时代末期，人们逐渐掌握了这些可食用的野生植物的生长规律，在人口增加、气候变化和生态环境趋于恶化的情况下，开始模仿野生植物的生长过程，尝试种植，逐渐将野生植物变为栽培作物，成为真正的农作物，农业也就正式产生。它标志着一个新时代的诞生，这就是考古学上的新石器时代。

目前考古发现的农作物都是新石器时代的产物，主要是粮食作物，其次是瓜果蔬菜和其他经济作物。粮食作物多为碳化籽粒，瓜果蔬菜多为果核和籽粒，也有少量保存较完整的果实出土。这些出土物多数是栽培作物的遗存，为探索农业的起源提供了直接的证据（图 1.33）。根据考古发掘资料，新石器时代的人们已经种植粮食作物。大体上黄河流域以黍、稷、粟、麻、麦、豆等旱作物为主，长江流域以水稻为主。

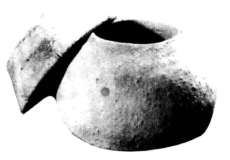


图 1.33　新石器时代储放粟的陶罐（陕西西安半坡出土）（陈文华，2002）



图 1.34　新石器时代稻谷（浙江余姚河姆渡出土）（陈文华，2002）

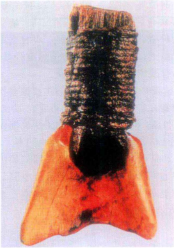


图1.35　新石器时代骨耜（浙江余姚河姆渡出土）（陈文华，2002）



图1.36　商代铜犁（江西新干大洋洲出土）（陈文华，2002）



图1.37　魏晋耙地画像砖（甘肃嘉峪关出土）（陈文华，2002）

（1）稻　20世纪70年代初在浙江余姚河姆渡遗址（图1.34），1970s末在浙江桐乡罗家角遗址都发现了大量碳化稻谷，^{14}C测定分别为4780±90BC及5190±45BC，即约7 ka。1980s在不同地区的陶片中夹有稻壳和稻谷，^{14}C测定约8 ka，1990s又发现了更早的栽培稻的证据，把栽培时间向前推到10～9 ka。

（2）粟　粟是狗尾草驯化而成，属于禾本科的一年生草本作物，喜温暖、耐旱，对土壤要求不严，适应性强，可春播和夏播，因此特别适合在我国黄河流域种植。粟取壳后称为小米，含有10%～14%的蛋白质，高于大米、玉米和高粱，含有2%左右的脂肪，高出大米三倍，还含有丰富的维生素，营养价值很高，长期以来一直是北方人民的主粮。半坡遗址的碳化粟，^{14}C测定在4800～4300BC，即6～7 ka。河北磁山遗址的窖藏^{14}C测年经树轮校正后约在8 ka。

（3）黍、稷　黍、稷均为禾本科一年生草本作物，生育期短，喜温暖，不耐霜，抗旱力极强，因此特别适合在我国北方尤其是西北地区种植。商、周时期黍、稷是北方居民的主要粮食作物，甲骨文和《诗经》中黍的出现次数最多，远远超过粟。黍、稷本是同种作物，农学界一般将圆锥花序较密，主穗轴弯生，穗的分歧向一侧倾斜，秆上有毛，子实黏性者称为黍；圆锥花序较疏，主穗轴直立，穗分支向四面散开，秆上无毛，子实不黏者称为稷。这方面出土资料较少。但是已有的遗存也有近8 ka的历史。

（4）麦　多年来，国内外学术界多主张小麦起源于西亚，中国的小麦可能是从西方传入的。但是，随

着近年来考古新发现的增多,国内也有的学者主张中国的小麦是独立起源的(陈恩志,1989)。20 世纪 80 年代在甘肃民乐六霸乡东灰山新石器时代遗址中发现了大麦、小麦等碳化籽粒,^{14}C 测定约在 5 ka,解决了我国新石器时代是否种植小麦的长期争论。到了商、周时期小麦的种植有了进一步的发展。甲骨文中已有麦、来等字。《诗经》中麦字出现九次。各地西汉墓中经常有小麦出土,对"五谷"的解释虽然有分歧,但各种解释中均有麦,这些可以证明,至迟到了西汉,麦已成为人们不可缺少的一种食粮作物。

此外,还有一些粮食作物,如高粱、豆等,现在已经分别发现了 5 ka 及 3 ka 的遗存。不过主要粮食作物,还是上面谈到的 4～5 种。除了小麦之外,粟、黍、稷的栽培历史都有 8 ka,稻的历史更长可能在 10 ka 之上。同时农具的使用也是农业发展的重要证据。最早的农具是耒和耜。可惜木制的耒耜无法长期保存,只有少数骨耜保存了下来(图 1.35)。至于犁地(图 1.36)耙地(图 1.37),使用牲畜则是较晚的事了。这表明进入全新世,气候变暖中国的农业就逐步发展,施雅风等(1992)证明 8.5～3.0 ka 是中国气候的大暖期,中国的农业就是在这个大暖期中发展起来的。此外,8 kaBP 也可能有重要意义,因为至少到目前大量粮食作物栽培的证据均发生在这个时期,以后尽管还可能发现更早的证据,但是 8 ka 左右有一个证据数量集中的优势。这是否同 8.2 ka 的冷事件有关,是一个十分值的研究的问题。

1.5　小结

(1)地球有 46 亿年的历史,可以分为两段:隐生宙及显生宙,从 5.4 亿年前"生命大爆炸"开始为显生宙。显生宙又分三个代:古生代(540～250 Ma)中生代(250～65 Ma),及新生代(65 Ma 以来)。新生代的起点即 6500 万年前恐龙大灭绝时期。

(2)新生代分第三纪与第四纪。第四纪开始于 260 万年前,其气候特征为冰期—间冰期旋回,旋回的时间长度随时间有显著变化,近 80 万年以 10 万年周期为主,160 万～80 万年则 4.1 万年周期占绝对优势,260 万～160 万年 4.1 万年周期仍然最突出,其次为 40 万年周期。有证据表明,从开始于 500 万年前的上新世纪开始,就有冰期—间冰期旋回。

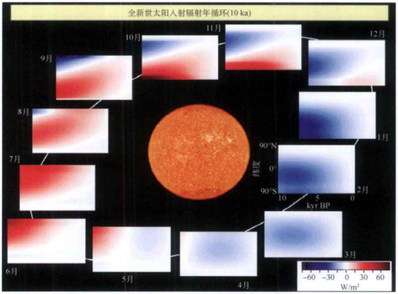
(3)地球大陆漂移,聚合、分离有时间尺度以亿年计的威尔逊旋回。海陆分布、高原隆起影响了季风的形成,也影响了冰期间冰期旋回。近 10 亿年可能地球至少经历了 6～7 个冰河时代,最近的一个即第四纪,有人认为这与地球随太阳系在银河系中运动,穿过银河旋臂有关。

(4)从古生代到中生代,即 5.4 亿年～6500 万年地球上的生物共发生了五次大灭绝,每次灭绝率在 75%以上,小的灭绝还有若干次。最后 1 次大灭绝,即 6500 万年前恐龙大灭绝。

(5)人类属于哺乳动物,哺乳动物就是在恐龙大灭绝之后逐渐发展起来的。8～6 Ma 人才与猩猩分离。最早的人类出现在非洲,1.9 Ma,0.4 Ma 及 56 ka 三次走出非洲。前两次的人类均未能生存下去,只有最后一次才取得成功。今天世界各地的人类有一个共同的祖先,即 150 ka 存在于东非的"亚当"和"夏娃"。地球气候于 11.5 ka 前进入全新世间冰期。随着气候的变暖,人类才进入新石器时代,发展了农业、畜牧业,逐渐进入文明社会。

(6)在 10 万年的冰期—间冰期旋回中,温暖的间冰期大多在 1 万～2 万年之间,有的甚至短于 1 万年,个别的长到 3 万年。目前的间冰期全新世已经持续了 11.5 ka,因此,人们担心,是不是下一个冰期即将到来。研究表明,受地球轨道要素影响,目前所处的间冰期可能是一个超长的间冰期,也许至少未来 3 万年之内下一个冰期不会到来。人类活动造成的气候变暖也可能进一步推迟下一个冰期的到来。

第 2 章　全新世气候①



① 本页图取自 Bradley R. 2003. Climate forcing during the Holocene. *PAGES News*,(2,3):18-19,图中给出近 10 ka 太阳辐射的变化。每一个小图表示一个月,纵坐标为纬度,上为北下为南,横坐标左为 10 kaBP,右为现代 0 kaBP。红色为太阳辐射强,蓝色为弱。

2.1 末次冰消期

全新世为间冰期，与末次冰期的气候迥然不同。本书的6章之中只有第1章作为背景主要讲全新世之前的气候变化，其余5章则全部讲全新世气候变化。这是开始讲全新世的一章，重点是整个全新世的气候特点及气候变化趋势。但是全新世的气候，特别是早期，依然受到冰期的巨大影响，因为这时劳仑泰冰盖尚未完全消融，所以在2.1节介绍一些末次冰消期的气候与环境特征，作为全新世气候的前奏。

2.1.1 冰期结束期

如第1章已指出，冰期—间冰期旋回的演变是不对称的，冰期是一个温度波动式下降的过程，这个过程有时占据了一个冰期—间冰期旋回时间的80%～90%，而从冰期极盛期结束开始的冰消期(deglaciation)则是十分短暂的。如1.3.6节讲到，冰期结束期一般只有6～7 ka。末次冰期结束期(Last Glacial Termination，LGT)在18.0～11.5 ka，中间还有一个B/A暖期(约1.8 ka)。我们现在要强调的是，冰期结束的过程是复杂的，特别北半球的影响如何传播到南半球，致使本来与北半球太阳辐射的季节变化不同的南半球，也在同北半球差不多的时间进入全新世，这是一个需要进一步解释的问题。

我们现在先来看北半球。Raymo(1997)指出，超大的冰盖，而且主要是北半球的超大冰盖是冰期结束期开始的条件。因为，从冰期到间冰期海平面高度上升120 m，但其中仅有14 m是南极冰盖消融造成的(Denton *et al*. 2002)。劳仑泰冰盖临近北大西洋深水形成区，当冰盖扩展时，穿过大陆架伸向海洋，因此十分容易崩溃。深海沉积的碳酸岩层证明了劳仑泰冰盖的崩解。但是，格陵兰及欧洲的冰盖也对此有贡献。最后一次冰山爆发形成了H_1事件(18.0～14.5 ka)，接近LGT的开始。此外，夏季冰盖融化形成的淡水，注入北大西洋，有证据表明LGT从欧洲冰盖边缘来的冰融水经过那时英格兰与法兰西之间的古海峡河(Channel River)进入北大西洋，这个过程可能从20 ka开始，18.3～7.0 ka达到极大(Toucanne *et al*. 2009)。

图2.1给出LGT时的各种气候与环境指标变化。图左侧为北半球数据，这10 ka中格陵兰冰盖有两次冷期H_1及YD(A)，在这两次事件中亚洲季风减弱(B)，美国东南变湿(C)，北大西洋磁导率及IRD增加(D)，北大西洋SST下降(E)，AMO减弱。这些指数依次展示了由于冬季冷冰山爆发及夏季冰融水的倾泻造成AMOC减弱的过程。图2.1右部为南半球，表示当北半球发生H_1及YD事件时，南半球SST上升(G，H)环南极洋流的涌升增强(I)，南极温度上升(J)，CO_2增加(K)。这个过程表明当北半球由于夏季温度上升冰盖融化时，南半球温度也上升，这样就形成了两个半球大体一致的冰期结束。

本来由轨道要素变化造成的太阳辐射变化经常在两个半球是相反的，例如，北半球夏季在近日点时，南半球正好是冬季为近日点。这就是说，北半球夏季接受太阳辐射多时，南半球夏季接受太阳辐射少。为什么两个半球的冰期—间冰期又能基本保持同步呢？可能一个主要原因就是北半球高纬有两块巨大的大陆，在冰期形成两个巨大的冰盖，一旦北半球夏季太阳辐射增加，则大陆冰盖融化，通过大气与海洋环流影响到南半球，使南半球温度上升，气候变暖，大陆冰川融化，南极冰盖也在一定程度上消融。

Denton等(2010)曾给出这个影响过程的概念模式图，其要点如下：(1)北半球形成巨大的冰盖，边缘伸入海洋，(2)北半球夏季太阳辐射增加，冰盖融化，释放淡水及冰进入北大西洋，(3)AMOC减弱及冬季海冰造成长的间冰阶，冬季严寒，(4)亚洲季风减弱两个半球的西风带和ITCZ南移，(5)南半球西风带的南移及THC的两极耦极变化，使南极变暖，大气中CO_2浓度增加，(6)长时间的CO_2增加使得达到了维持间冰期条件的标准。

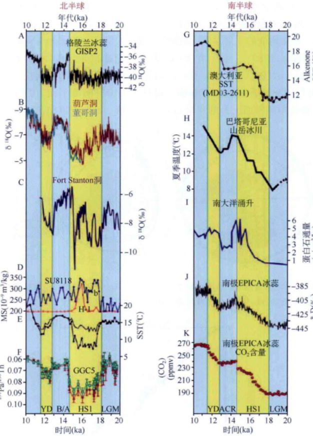


图 2.1　20～10 ka LGT 的各种气候与环境指数

A. GISP2$\delta^{18}O$(‰)；B. 中国石笋 $\delta^{18}O$(‰)；C. 美国东南 Fort Stanton Cave $\delta^{18}O$(‰)；D. 葡萄牙沿岸海洋沉积磁化率(10^{-9} m^3/kg)及 IRD(>150 μm 颗粒数/g)；E. 北大西洋 SU-8118 海洋沉积 SST(℃)；F. 百慕大 GGCS 代表 AMOC 强度的 $^{231}Pa/^{230}Th$ 比；G. 澳大利亚(36°44′S，136°3′E)SST；H. 南美巴塔哥尼亚安第斯山夏季温度(℃)；I. 代表南大西洋涌升的蛋白石通量($g/m^2/kyr$)；J. EPICA 穹顶 C δD(‰)代表南极温度；K. EPICA 穹顶 C CO_2(ppmv)(Denton *et al*. 2010)

2.1.2　冰消期冰融水事件

从末次冰期冰盛期(LGM)经过冰消期(deglaciation)，北半球大陆的冰盖除格陵兰及巴芬岛外大部消融，南极冰盖也部分融化，全球平均海平面高度上升了 120～140 m(Shackleton，2000；Yokoyama *et al*. 2000；Peltier 和 Fairbanks，2006)。图 2.2a 给出 LGM 北半球冰盖的地理分布，图 2.2b 给出 LGM 南半球海冰北界及其与现代的比较。从图 2.2 可以对 LGM 时冰盖及海冰分布有一个基本的概念。

表 2.1 给出不同作者对 LGM 以来各冰盖消融可能造成的海平面变化的估算。可见影响最大的是北美冰盖，其次为欧亚大陆冰盖。当然不同模式的估算彼此有一定差异，但是大体上北美冰盖融化占海平面上升总量的 55%，欧亚大陆冰盖占 20%。这两项合起来对全球海平面上升的贡献达到 3/4。此外南极冰盖融化占 15%，格陵兰冰盖及其余冰盖各占 5%。所以，冰盖消融产生的淡水主要来自北美东部及欧亚大陆西部，再加上格陵兰的贡献，即冰融水 80%注入北大西洋，这就是在冰消期 THC 在北大西洋部分 AMOC 变化激烈的原因。当然有时也可能南极冰盖的消融起主导作用(黄恩清、田军，2008)。

此外，还需要说明，冰消期冰融水造成的海平面上升并不是均匀的。假定从 21 ka 到 6 ka 全球海平

面上升 120 m，则年上升速率平均 8 mm/a，但是，在两次融冰水脉冲(Melt Water Pulse，MWP)时期 MWP-1A 和 MWP-1B 海平面上升要激烈得多。MWP-1A 在 14.2～13.7 ka，500 a 内海平面上升 19 m，平均上升速率达到 38 mm/a。是平均值的 5 倍左右。MWP-1B 在 11.5-11.0 ka，500 a 内海平面上升 15 m，平均上升速率 30 mm/a(Fairbanks，1989)。另外，在 19 ka 也有一定冰融水事件，在不到 500 a 内，海平面上升了 10～15 m(Yokoyama *et al*. 2000)，Clark 等(2004)称之为 19 ka-MWP 事件。图 2.3 给出 22 ka 以来海平面上升的记录，可以明显地看到这三个峰值。同时在不少时间海平面上升速率在 5 mm/a 以下，与之相较这三次 MWP 事件中海平面上升的速率达到 5～10 倍。由此可以想象对 THC 影响之巨大。

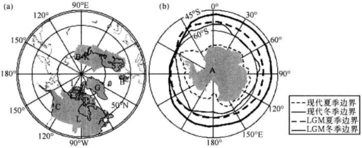


图 2.2　(a)LGM 北半球冰盖分布。G—格陵兰，L—劳仑泰，B—科迪勒拉，I—因纽特，S—斯堪的纳维亚，B—K—巴伦支海—喀拉海，B—不列颠；(b)LGM 南半球海冰北界。A—南极洲(原著 Crosta，2007，黄恩清，田军，2008 补充)

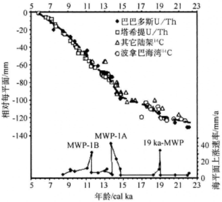


图 2.3　末次冰消期海平面上升速率(黄恩清，田军，2008)

表 2.1　末次冰消期各冰盖消融量不同模型估算结果(折合为海平面高度变化(m))

(原著 Clark and Mix，2002，黄恩清，田军，2008 补充)

冰盖名称	CLMAP 最小[a]	CLMAP 最大[a]	Peltier(2002)	其他模型
北美冰盖[b]	77.0	92.0	64.3	82.7(Marshall *et al*. 2002)
格陵兰冰盖	1.0	6.5	6.0	1.9～3.5(Huybrechts，2002)
欧亚大陆冰盖[c]	20.0	34.0	25.5	13.8～18.0(Siegert *et al*. 1999)
南极冰盖[d]	24.5	24.5	17.6	14(Denton and Hughes，2002) 13～21(Huybrechts，2002)
其余冰盖	5.0	6.0		
总计	127.5	163.0	113.5	

a. Denton and Hughes. (1981)；b. 包括劳仑泰冰盖、科迪勒拉冰盖和因纽特冰盖；c. 包括不列颠冰盖、斯堪的纳维亚冰盖和巴伦支海—喀拉海冰盖，但 CLMAP 最小模型不包括不列颠和巴伦支海—喀拉海冰盖；d. 包括东南极冰盖和西南极冰盖

2.1.3　冰消期的 THC

北大西洋及北海的高分辨率地球化学记录，可以确认末次冰消期海面水循环、海面温度、海面盐度及深海洋流的变化(Alley and Clark，1999)。图 2.4 给出四个时刻大西洋东部 $\delta^{13}C$ 分布。这四个时刻是：现代、12 ka、15.8 ka 及 21.2 ka。NADW 为北大西洋深水，AABW 为南极底水，这是 THC 变化的两个敏感地区。NADW$\delta^{13}C$ 很低。图 2.4 中的三个时刻反映了 THC 的三种状态：现代—间冰期模，15.8 ka—H 模，及 21.2 ka—冰期模。H 模时北大西洋的两个深水泵均关闭，这是冰消期 THC 最弱的时期。

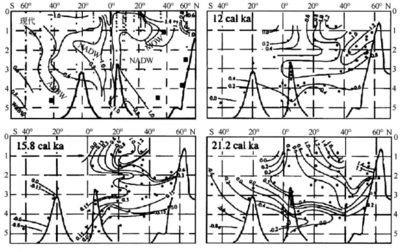


图 2.4　末次冰消期四个时刻东大西洋 $\delta^{13}C$ 的分布

现代，12 ka，15.8 ka 及 21.2 ka，NADW—北大西洋深水，AABW—南极底水，MOW—地中海外流水(Alley and Clark，1999)

我们先把图 2.4 中 LGM(21.2 ka)与现代做个比较。上层自南向北的营养丰富(高 $\delta^{13}C$)的水团代替了营养值低(低 $\delta^{13}C$)的 NADW，在 3500 m 形成强烈的垂直梯度，通过卷夹，使冰期北大西洋中、上层深水富于$\delta^{13}C$，这种情况可达 10°S。20°—40°N 浅层(＜1500 m)深水 $\delta^{13}C$ 高，形成 MOW(地中海外流水)。这个高 $\delta^{13}C$ 水团持续了整个冰消期。海面温度与盐度(图 2.5)说明 LGM 时北海有对流，那里夏季无冰。大部分北大西洋中水及深水形成于北大西洋副极地开阔的海洋，在冰岛以南及大洋西北。

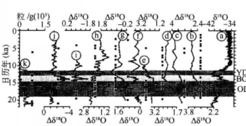


图 2.5　末次冰消期北大西洋格陵兰冰盖 GISP2$\delta^{18}O$

(a)VM23-081 岩石颗粒数(k)，及深海沉积 $\Delta\delta^{18}O$，即除去冰量影响后的 $\delta^{18}O$(b-j)；(b)PS21295-4；(c)HM94-34；(d)V28-14；(e)ODP 609；(f)CHN82-20；(g)SU81-18；(h)加拿大新斯科舍(Nova Scotia)；(i)KNR31 GPC5；(j)EN32 PC-6，深色阴影区 YD—新仙女木事件，OD—最老仙女木事件，浅色阴影区 BO 即 Bølling-Allerød，小黑方块代表^{14}C 定年(Alley and Clark，1999)

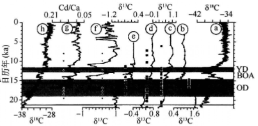


图 2.6　末次冰消期北大西洋格陵兰冰盖 GISP2$\delta^{18}O$

(a)南极冰盖 Byrd $\delta^{18}O$，和深海沉积营养物 $\delta^{13}C$ 或 Cd/Ca(b-g)；(b)S075-26KL；(c)V23-081；(d)17045；(e)RC11-83；(f)EN120-GGC1$\delta^{13}C$；(g)EN120-GGC1Cd/Ca；(h)Byrd$\delta^{18}O$，深色阴影区 YD—新仙女木事件，OD—最老仙女木事件，浅色阴影区 BOA 即 Bølling-Allerød，小黑方块代表^{14}C 定年，三条黑色横线代表图 2.4 的后三个时期，即 21.2，15.8，12 kaBP(Alley and Clark，1999)

北大西洋海表水循环与中水和深水环流在 19.0～18.3 ka 开始变化，这个冷事件一般称为最老仙女木事件(Oldest Dryas，OD)，并导致形成 H1 事件。北大西洋及北海 $\delta^{18}O$ 记录(图 2.5)表明 OD 时盐度低，表层水密度太低，不足以形成中水或深水，这可能是巴伦支冰盖与斯堪的纳维亚冰盖海洋边缘最早的显著后退(图 2.5b，c，d)。

从劳仑泰冰盖、冰岛冰盖及格陵兰冰盖倾泻到海中的冰山造成的 $\delta^{18}O$ 低值覆盖了副极地北大西洋(图 2.5e，f，h)，向南可达百慕大脊(图 2.5i)在葡萄牙海岸也可以看到冷的低盐度水(图 2.5g)。OD$\delta^{13}C$ 的丰富是冰消期中最强的(图 2.6)，在 15.8 ka 有非常明显的信号：(1)NADW 形成浅，(2)NAIW(北大西洋中水)形成减弱，(3)NAIW 南移，但未达到赤道(图 2.4)。

B/A 暖期开始时北海(图 2.5b，c，d)及北大西洋(图 2.5e)$\delta^{18}O$ 增加，在剩余的冰消期中则变化不大。在加拿大新斯科舍 $\delta^{18}O$ 达到峰值(图 2.5h)，表明盐度增加，但墨西哥湾 $\delta^{18}O$ 下降说明劳仑泰冰盖融化(图 2.5j)。$\delta^{13}C$ 达到了间冰期的值(图 2.6)，表示深水环流确立。

只有新斯科舍在 YD 事件中 $\delta^{18}O$ 减少，这是 Agassiz(阿加西)湖水从密西西比河排到劳伦斯河的结果(图 2.5h)，这条路线在墨西哥的 $\delta^{18}O$ 记录中也有表现。由于只有北大西洋西部营养有显著变化(图 2.6f，g)，因此对 YD 时深水环流变化程度的估计有一定争议。但是，为什么北大西洋东部没有明显信号(图 2.6b，c，d，图 2.412 ka)，可能是因为变化主要限于北大西洋西部，或者沉积率低及生物干扰破坏了东部的信号，这个问题有一定的不确定性。

在 2.1.1 节已经谈到尽管某些地球轨道要素造成的太阳辐射变化是两个半球在季节上相反，但是米兰科维奇尺度的周期性气候变化，例如近 800 ka 的 100 ka 周期，在两者半球基本上是同位相的。但在 D/O 频率上则有一些地区两个半球是反位相的，而恰恰是这些反位相的事件，促成了在更大尺度上两个半球的一致性。这里就以冰消期为例说明这个问题。Bender(1998)认为在 D/O 尺度上有两种响应，一种称为"北半球响应"，即气候突变与格陵兰冰盖的变化一致，另一种称为"南半球响应"，在 LGM 之后的回暖过程中在15～13 ka 有一个冷期，称为"南极冷反转期"(Antarctic Cold Reversal，ACR)(Jouzel *et al*. 1995；Sowers and Bender，1995；Shevenell *et al* . 2011)。图 2.7 给出南半球的相应序列，图 2.8 为各个站的地理分布。图中"北半球响应"用方块表示，"南半球响应"用圆圈表示。可见，南半球也不是一律是"南半球响应"。印度洋及南非是"北半球响应"，在 B/A 时期也有变暖，并在 YD 时稍冷，这说明 Bølling 开始时温度增加，盐度下降，而在 YD 时反过来(图 2.7e)。但是夏季温度变化缓慢，Bølling 开始温度上升，YD 结束时突然变暖(图 2.7d)。阿拉伯海的极锋变化也说明格陵兰为间冰阶的季风强，即非洲大陆东部也属于"北半球响应"。其他"北半球响应"的地区还有南美及新西兰，南极的泰勒穹顶也是"北半球响应"(图 2.8)。

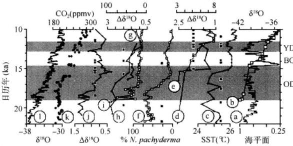


图 2.7 末次冰消期南半球的高分辨率记录

(a)GISP2 $\delta^{18}O$(‰)；(b)巴巴多斯海平面记录(标准化值以去掉全球冰量的影响)；(c)MD 79257SST；(d)夏季 SST；(e)MD 84 527$\Delta\delta^{18}O$；(f)GeoB 1711 *Neogloboquadrina Pachyderma* (%)；(g)*Globigerina bulloides* $\Delta\delta^{18}O$；(h)*Neogloboquadrina Pachyderma* $\Delta\delta^{18}O$；(i)MD 88-770 *Neogloboquadrina pachyderma* (%)；(j)RC11-83$\Delta\delta^{18}O$(‰)；(k)南极 Byrd 冰芯大气 CO_2(ppmv)；(l)Byrd $\delta^{18}O$(‰)(Alley and Clark，1999)

南极冰盖的其余部分则均是"南半球响应"，Byrd 及 Vostok 冰盖 $\delta^{18}O$ 表明冰消期变暖开始于 20～19 ka，近于北半球 OD 开始时期，这个变暖持续到 14.7～14.2 ka，近于 Bølling 变暖开始，然后 ACR 开始，一直持续到 13.8～13.6 ka，即 YD 开始，然后又变暖，约在 11.5 ka 达到间冰期最暖。"南半球响应"也反映在一些海洋记录中，如南大西洋 SST(图 2.7f，j)及印度洋 SST(图 2.7g，h，i)，这些地区的冰消期

变暖与南极 Byrd 及 Vostok 一致。图 2.8"南半球响应"的地理分布有助于我们认识北大西洋气候影响是如何传递到南半球的。这个问题在 2.1.1 节已有介绍。

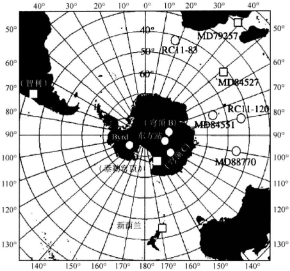


图 2.8　末次冰消期南半球有"北半球响应"的地区(方块)和"南半球响应"的地区(圆圈)(Alley and Clark,1999)

2.1.4　冰消期气候变率

Shakun 和 Carlson(2010)利用全球 104 个代用资料序列研究了冰消期的气候变率。首先 EOF 分析揭示出冰消期气候变化的两个模态。图 2.9 给出用 71 个站资料,对 19～11 ka 所做的 EOF 分析,时间分辨率为100 a。图 2.9a 为 EOF1 及 EOF2 所能解释单站方差之和,图 2.9b 为 EOF1,图 2.9c 为 EOF2。EOF1 及 EOF2 分别解释总方差 61%及 11%。这个结果与 Clark 等(2002b)早先的结果大体一致。不过 Clark 等(2002b)只用了 18 个点的记录,所得到的 EOF1 及 EOF2 分别解释总方差的 68%及 15%。资料点较少,一般前几个 EOF 可解释较多的方差,这是不难理解的。图 2.9 虽然解释的总方差少一些。但是由于资料点多,因此可以提供更多的细节。EOF1(图 2.9b)在全球基本上保持相同符号,而 EOF2(图 2.9c)反映了两个半球的相反,北半球以正为主,南半球以负为主。如果把这两个 EOF 的系数 PC1(图 2.10)及 PC2(图 2.11)与未参加 EOF 的强迫物理量比较,就可以证实,EOF1 主要受大气 CO_2 浓度调节,而 EOF2 反映了 AMOC 的强度变化的影响。

图 2.10a 给出 PC1,可见这个时间系数基本上是上升的,这代表了冰消期气候回暖的趋势。但是在 14.5～13.0 ka 有一个温度上升的"平台",这时即没有继续变暖,也没有变冷。这个"平台"在 CO_2 浓度曲线(图 2.10b)上看得更清楚。在海平面高度曲线(图 2.10c)上也有反映,不过不如 CO_2 曲线明显。整体上讲这个趋势与 65°N 6 月太阳辐射的变化(图 2.10d)一致。不过从细节上看温度变化与 CO_2 变化更为一致,所以可以认为冰消期气候变暖的最基本原因是太阳辐射变化,但是受到大气 CO_2 浓度变化的调控。图 2.11a 为温度变化的 PC2,3 个事件:OD、B/A 及 YD 十分清楚。图 2.11b 给出代表 AMOC 强度的 Pa/Th,可见这三个事件 AMOC 为弱、强、弱。因此,可以得到结论 PC2 受控于 AMOC。这样就对冰消期的气候变率有了一个基本的认识。

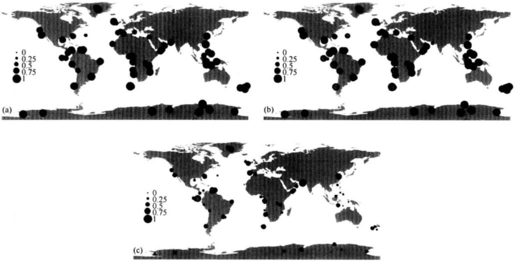


图 2.9　19～11 ka 71 个点温度代用资料的 EOF 分析

a. 前两个 EOF 解释的单点方差；b. EOF1(61%)；c. EOF2(11%)，红色为正，蓝色为负(Shakun and Carlson，2010)

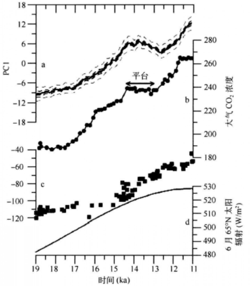


图 2.10　a. 19～11 ka 温度变化 PC1；b 大气 CO_2 (ppmv)；c 海平面高度(m)；d. 65° N 6 月太阳辐射(w/m²) (Shakun and Carlson，2010)

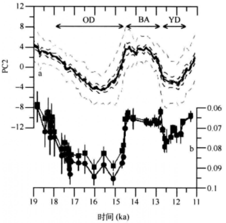


图 2.11　a. 19～11 ka 温度变化 PC2，b. AMOC 强度(Pa/Th)(Shakun and Carlson，2010)

下面在此基础上对冰消期的气候事件逐一的进行描述。先把各气候事件的年代学列于表 2.2。

LGM　用千年滑动平均可以定出近 30 ka 的最低点，以此定 LGM，北半球大部分集中于 26.4～17.8 ka，南半球在 25.9～18.7 ka，可以说两个半球相差不大。这可能主要是 CO_2 的影响，如图 2.10 所示，温度 PC1 与 CO_2 的相关系数高达 0.94 就是证明，而且分析表明 LGM 出现时间与地理纬度关系不大。但是，南半球还多少超前一点，这可能是 AMOC 影响的结果。

Alt(Altithermal,Alt,高温期)　同样按照千年滑动平均,30 ka 以来的最高点为 Alt。北半球大部集中在 11.2～4.8 ka,南半球在 11.1～3.7 ka。而且北半球在 11 ka、南半球在 10 ka 均有一个频率的峰值,这可能是直接追随北半球太阳辐射的峰值时期 12 ka。大部分地区 Alt 出现时间的后延可能是北半球冰盖的影响,因为劳仑泰冰盖可能直到 6.5 ka 才完全消融。

表 2.2　冰消期各气候事件的年代学(Shakun and Carlson,2010)

气候事件	年代学(kaBP)	持续时间(ka)
LGM	23.0～19.0	4.0
OD	18.0～14.7	3.3
H_1	17.5～16.0	1.5
B/A	14.7～12.9	1.8
YD	12.9～11.7	1.2
ACR	15.0～13.0	2.0
Alt	11.2～4.8	6.4

LGM-Alt 温差就是末次冰期—间冰期旋回的振幅。这个数据十分重要。温差最大在格陵兰 GISP2 冰芯－17℃,最小在赤道地区只有 0.4℃。按纬圈面积平均为 4.9℃。不过这个数字可能低估了,因为海洋上记录多,陆地上记录少,而海洋温度变化幅度较小。LGM 时海平面高度低了 120 m,这也可以造成 0.75℃的绝热冷却。另外缺少被冰盖及海冰覆盖的地区的记录。所以可以认为 4.9℃是末次冰期旋回的最低估计值。

YD 事件的相对温度变化　为了确定 YD 的温度变化,先要确认 YD 出现的时间。在比较容易确认的地区直接确定其时间,在不容易确认的地区用 12.85～11.65 ka。在确认的 YD 时间内删去两端各200 a,然后求平均。把这个平均值与 YD 之前的 Allerød 事件约 0.2～1.0 ka 的平均值比较,得到一个差值,即 YD 的降温幅度。把这个幅度与上面得到的末次冰期—间冰期旋回温差比较。由于前者为降温,后者为升温,所以北半球大部地区为负值,比值在－0.9 到－0.2 之间,也就是说从 Allerød 到 YD 的降温,是 LGM 到 Alt 升温幅度的 90%到 20%。过去人们经常指出 YD 的温度变化可以达到冰期—间冰期旋回的 75%与这个估计是一致的。可见那种说法仅适合于北半球,而且也不是每一个地区均能达 75%,有的地区还要高,而大部分地区则低得多,在 40%～20%之间。南半球大部为相反的变化,比值为正,因为南半球 ACR 大体上与北半球 B/A 出现时间接近。北半球由 B/A 到 YD 温度下降,而南半球 ACR 之后温度上升。

2.1.5　冰消期的季风

上面几节很少直接讲到冰消期季风有什么变化。近十来年,古气候的高分辨率记录日益增多,对这段时期季风变化的特点,也逐步有了较多的了解。概括起来讲就是与北半球以北大西洋为代表的气候变率相当一致。最早的记录是中国南部葫芦洞(Wang Y *et al*. 2001)和董哥洞(Yuan *et al*. 2004),石笋 $\delta^{18}O$ 反映了夏季风的强弱变化,$\delta^{18}O$ 值偏轻表示夏季风增强,气候温暖湿润,$\delta^{18}O$ 值偏重则代表夏季风减弱,气候冷干。图 2.12 给出 16～10 kaBP 这两个点 $\delta^{18}O$ 序列,YD 与 B/A 及在此之前的较高 $\delta^{18}O$(代表了 OD)十分明显。

近来杨琰等(2010)给出高分辨率的贵州衙门洞(107°54′E,25°29′N)石笋,时间在 16.2～7.3 kaBP,分辨率平均达到 9 a。从这个序列可以看到冰消期以来的 7 个气候事件,两个冰阶最老仙女木事件(Oldest Dryas)和 YD,和在此之间 GI 的 5 个阶段 1 a 到 1e,包括 3 暖 2 冷(表 2.2)。其中中仙女木事件(Older Dryas)以前亦有人译为老仙女木事件,而把 Oldest Dryas 译为最老仙女木事件。现在,根据杨琰等(2010)把 Older Dryas 译为中仙女木事件,把 Oldest Dryas 译为老仙女木事件,缩写为 OD。从表 2.3 的比较可见衙门洞石笋 $\delta^{18}O$ 所反映的夏季风变化,与格陵兰冰芯 NGRIP 的各相应气候事件的年代学一般相差不过 50～100 a。石笋定年的误差也在 50～80 a 之间,因此可以认为石笋所反映的夏季风的变化与

冰芯 $\delta^{18}O$ 的气候事件基本上是同步的。也门 Moomi 洞(Shakun *et al*. 2007)及中国神农架天鹅洞(陈仕涛等,2006)$\delta^{18}O$ 也证实了这一点。

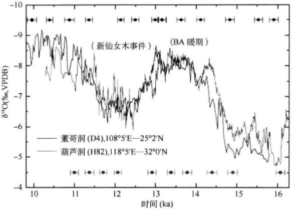


图 2.12 冰消期董哥洞(绿色)与葫芦洞(红色)$\delta^{18}O$(‰)(Yuan *et al*. 2004)

表 2.3 冰消期的亚洲夏季风事件年代学(ka)与格陵兰冰芯记录比较(杨琰等,2010)

气候事件	葫芦洞	衙门洞	NGRIP	GRIP	说明*
tB/A	14.645	14.750	14.642	14.700	
1e		14.750	14.642		B 暖期
1d		14.100	14.025		中仙女木
1c		13.870	13.904		早 A 暖期
1b		13.370	13.261		IACP
1a		12.990	13.049		晚 A 暖期
YD 开始	12.820	12.850			
YD 结束	11.470	11.500	11.653	11.500	全新世开始

* B 为 Bølling 暖期,A 为 Allerød 暖期,tB/A 为进入 B/A,IACP 为 Inter Allerød Cold Period(阿勒罗德内冷期)

后来 Nakagawa 等(2003)分析了末次冰消期日本 Suigetsu 湖泊沉积、孢粉,尽管也看到 B/A,YD 的信号,但是 B/A 比格陵兰的相应事件约早 500 a,而 YD 又迟 300 a,所以怀疑冰消期日本气候变化与北大西洋并不同步。近来 Shen 等(2010)认为如果对定年加以订正,则可以解决这个矛盾,同时又给出日本 Maboroshi 洞的石笋 $\delta^{18}O$ 记录,证明冰消期日本的气候事件确实是与格陵兰冰芯的相应气候事件是同步的(图 2.13)。显然 Bølling、Allerød 暖期,夹在他们中间的中仙女木事件,YD 事件,以及进入全新世的前北部时期(Preboreal)都几乎是完全同步的,而且 B/A 与南半球的 ACR 相当。但是 Shen 等(2010)很有意义地指出,B/A 时期内格陵兰冰芯的温暖程度是下降的,而反映东亚夏季风的三个指数则是上升的,这说明很难用北大西洋的气候变化直接解释东亚夏季风的增强。他们认为,这可能与南半球 ACR 持续较冷有关,南半球的强冷空气越过赤道,可能加强了东亚夏季风。这个观点很值得重视。

Huang 等(2011)近来综合分析了中国南海的 SST 记录,指出南海西南部与南海东南部的 ΔSST 能代表东亚冬季风的强度。从这份资料来看 H_2、H_1 及 YD 冬季风强,B/A 冬季风弱。这是独立于石笋序列的反映冬季风变化的指数(图 2.14)。这项工作证实在冰消期冷事件(如 H_1,YD)中冬季风强,暖事件(如 B/A)冬季风弱,基本保持了夏季风强时冬季风弱,冬季风强时夏季风弱的态势。Nakagawa 等(2006)也指出,在冰消期的冷事件在日本冬季气候(冷、湿)变化中表现得比夏季更明显。

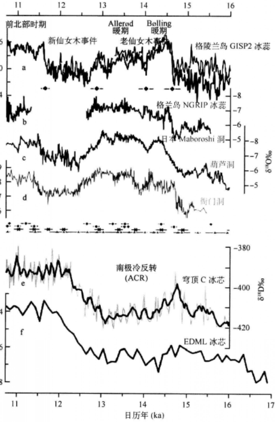


图 2.13　冰消期气候事件的比较

a. 格陵兰冰芯 GISP2 及 NGRIPδ^{18}O(‰)；b. 日本 Maboroshi 洞石笋 δ^{18}O(‰)；c. 中国葫芦洞石笋 δ^{18}O(‰)；d. 中国衡门洞石笋 δ^{18}O(‰)；d. 曲线下部的标志为以上三个曲线定年标点及误差范围；e. 南极 EPICA 穹顶 C δD(‰)，粗线为 5 个点滑动平均；f. 南极 EPICA EDML 冰芯 δ^{18}O(‰)(Shen *et al*. 2010)

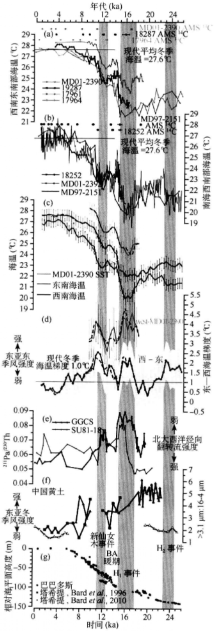


图 2.14　末次冰消期东亚冬季风的变化

a. 南海东南 SST(℃)；b. 南海西南 SST(℃)；c. 平均 SST(℃)；d. ΔSST(℃)；e. AMOC 强度；f. 中国黄土粒度比(>31 μm：16～4 μm)；g. 巴巴多斯和塔希提相对海平面高度(Huang *et al*. 2011)

2.2　全新世大暖期

2.2.1　气候分期

在讨论全新世气候变化之前有必要扼要地了解这段时期地球轨道要素对太阳辐射的影响。从全新世开始(11.5 ka)至今大约正好是岁差周期(23/19 ka)的一半。因此，尽管目前处于地球轨道偏心率较小的时期，太阳辐射变化的季节性仍然是十分突出的。如图 2.15 所示，全新世开始北半球夏季太阳辐射比现代要高 7%左右，而冬季太阳辐射比现代要低 8%。虽然冬季的谷值出现的时间落后于夏季的峰值 1～2 ka，但是早全新世太阳辐射年变化的振幅可能比现代高 15%左右是没有疑问的。全新世以来夏季太阳辐射逐渐减少，冬季太阳辐射逐渐增加，因此植被及气候变化也保持一定的趋势。

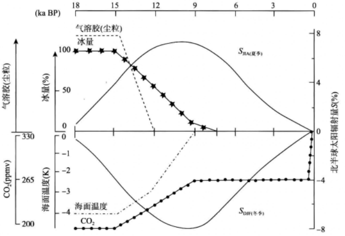


图 2.15　最近 18 ka 北半球太阳辐射、尘粒、冰量、海面温度及 CO_2 变化(原作者 Kutzbach and Guetter，1986，引自黄春长，1998)

19 世纪后期到 20 世纪初，人们根据北欧孢粉所提供的植被资料来划分了北欧的气候期，把冰消期至今划分出九个孢粉带，一般称为 Blytt-Sernander 孢粉带，即 9 个气候期。后来有了^{14}C 定年，就有了一个时间框架(表 2.4)。

表 2.4　冰消期到全新世北欧孢粉的气候分期(Deevey and Flint，1957，本文有补充)

^{14}C(ka)	孢粉带	名称	植被	日历年(ka)
16～14	$Ⅰ_a$	最老仙女木(Oldest Dryas)	苔原	19.0～16.8
14～13	$Ⅰ_b$	博令(Bølling)	桦，不连续苔原	16.8～15.5
13～12.5	$Ⅰ_c$	较老仙女木(Older Dryas)	苔原	15.5～14.7
12.5～11	Ⅱ	阿勒罗德(Allerød)	桦，松，柳	14.7～12.8
11～10	Ⅲ	新仙女木(Younger Dryas)	桦，不连续苔原	12.8～11.5
10～9.5	Ⅳ	前北部(Pre-Boreal)	桦，松	11.5～10.7
9.5～8.5	Ⅴ	北部(Boreal)	松，榛	10.7～9.5
8.5～7.5	Ⅵ	早大西洋(Older Atlantic)	(北美)铁杉	9.5～8.4
7.5～4.5	Ⅶ	大西洋(Atlantic)	橡，榆，椴，常春藤	8.4～5.1
4.5～2.5	Ⅷ	亚北部(Sub-Boreal)	橡，桦，椴	5.1～2.6
2.5～0	Ⅸ	亚大西洋(Sub-Atlantic)	山毛榉，橡	2.6～0

不过表 2.4 是 50 多年前的研究结果了，因此有一些孢粉带的定年要更正，另外当时也只有^{14}C 年，不

像现代各序列的年代学都经过了树轮校正，因此在表 2.4 最后 1 列附上日历年。由于^{14}C 定年有误差，校正也有误差，所以只能看做一定近似的年代学表。不过即使如此，冰消期的孢粉带定年仍然有不小问题，这关系到采用什么指数来划分气候期。把 19 ka 做为最老仙女木(OD)时期开始应该问题不大(参看图 2.5 及图 2.6)。但是表 2.4 中 OD 在 16.8 ka 结束，而现代资料均在 15 ka 之后结束。根据图 2.5 与图 2.6 博令—阿勒罗德(B/A)约 14.8 kaBP 到 12.8 ka，仅持续约 2 ka，图 2.13 为 14.7 ka 到 12.9 ka，也差不多是 2 ka。但是表 2.3 BA 就包括 16.8 ka 到 12.8 ka，约 4 ka。这里主要讨论全新世，自 YD 事件开始表 2.3 就同图 2.5、图 2.6 及图 2.13 一致了。不过全新世内的气候时期的划分也有不同意见。一般认为北部期为 9.5～7.5 ka(^{14}C 年)(黄春长，1998)。而表 2.4 根据北欧孢粉把 8.5～7.5 ka 定为过渡时期、或早大西洋时期，根据北美铁杉也定为大西洋时期。虽然有这些分歧但是全新世的气候变化还是可以通过这 5 个时期的划分得到一个概括的总结(黄春长，1998)。

(1)前北部时期 10～9.5 ka(^{14}C 年)，斯堪的纳维亚冰盖消融退缩，撤出了大面积陆地。冰后期刚刚开始，寒冷气候仍占主导地位。海平面仍然很低(图 2.16)，北海地区还多为陆地，并有泥炭沼泽发育。桦树迅速发展，说明气候依然寒冷。

(2)北部时期 9.5～7.5 ka(^{14}C 年)，气候持续变暖，斯堪的纳维亚冰盖急剧缩小，最终在瑞典北部消失。海平面急剧上升，海岸线接近目前的位置，北海地区为海域。桦树很快为松林及榛林所代替，表明气候温暖干燥。

(3)大西洋时期 7.5～5.0 ka(^{14}C 年)，这是全新世气候最温暖湿润的时期。年平均温度可能比现代高 2～3℃(Deevey and Flint，1957)。海平面上升到与现代相差无几的高度。大西洋北部海冰大量消融，山地雪线普遍上升了大约 300～500 m，森林带向高纬度和高山迁移。西北欧地区为混交林所覆盖，主要树种有榆、椴、常春藤等。

(4)亚北部时期 5.0～2.5 ka(^{14}C 年)，气候变得干燥，气候波动性大，森林退化，榆、椴等显著减少，禾本科等草本植物增加。

(5)亚大西洋时期 2.5～0 ka(^{14}C 年)气候凉爽潮湿，喜冷湿植物群落扩展，沼泽泥炭大规模发育，森林进一步退化，又出现山毛榉、云杉、冷杉林，禾本科草本植物和泥炭藓所占比例显著增大。

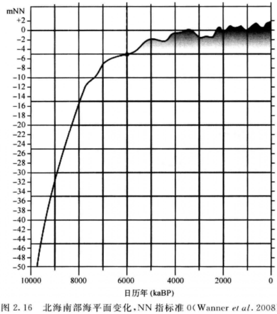


图 2.16　北海南部海平面变化，NN 指标准 0(Wanner *et al*. 2008)

2.2.2 大暖期

Deevey 和 Flint(1957)根据 Blytt-Sernander 孢粉带Ⅴ到Ⅷ定义冰后高热期(Postglacial Hypsithermal Interval,PHI)在 9.5～2.5 ka(^{14}C 年)(见表 2.4)。他们认为最优或最适宜期(Optimum)不合适,因为有主观性,并且在干旱或湿润地区会有变化。用热力极大(thermal maximum)也不合适,因为那似乎指某一个时刻。PHI 是一个高温时期,根据树木向高山扩展的高度,按温度随高度递减率计算,温度比现代高 2℃～3℃。

后来 Hafsten(1970)考虑到孢粉带在全新世有明显的地理迁徙,并便于各地的统一比较,把全新世分为三段:温度上升期(Microthermal),大暖期(Megathermal)及温度下降期(Katathermal)。从孢粉来看大暖期仍然是指北部到亚北部,即 9.5～2.5 ka。施雅风主编,孔昭宸副主编(1992)接受了这种思想,综合了孢粉、冰芯、古湖泊、古土壤等资料把中国的大暖期定为 8.5～3.0 ka。严格地讲这个年表应该是^{14}C 年,因为当时应用的最主要的资料孢粉的年代学都是未经树轮校正的^{14}C 年。

毫无疑问,大暖期是全新世气候的一个重要特征。所以,下面我们着重分析不同地区有没有大暖期,如果有的话出现在什么时间,以及如果可能的话对温暖程度作一个估算。不同作者对大暖期采用了不同的名称,为了尊重原著,我们均采用作者原来用的名词。但是,一般讲与大暖期没有本质的不同,也就是说是指那个地区全新世最暖的时期。

IPCC(2007)报告(Jansen *et al*. 2007)综合分析了全新世的温度变化。不过没有使用大暖期或高温期的名词,而是用比工业化之前高或者低来衡量一个地区的温度变化。图 2.17 给出温度变化示意图。在北大西洋及其邻近极区,夏季温度最高值出现在早全新世(10～8 ka),表明海冰受夏季太阳辐射极大值的影响。北半球中纬度 SST 早—中全新世暖,以后持续下降,反映受年平均及夏季辐射强迫的影响。靠近北美及北欧冰盖的地区,最暖的时间推迟,北欧及北美西北部在 7～5 ka。全新世全球北温带森林向北扩展,冰川后退。北半球中—高纬在早—中全新世最暖得到了洞穴温度剖面的证明。此外,在赤道西太平洋、中国、新西兰、南非及南极也有暖期出现较早的证据。南半球有的地区暖期也出现较早则不能用对当地太阳辐射的直接响应来解释,这可能是大尺度的纬度间热量输送改变的结果。热带大西洋、太平洋、印度洋及地中海的海温在早全新世低,以后逐步上升,这可能是热带年平均太阳辐射增加造成的。这些资料虽然覆盖面不够完善,但是已经可以说明全新世的温度变化在全球是不一致的。因此"中全新世热力最佳时期"(Mid-Holocene Thermal Optimum)或者"高温期"(Altithermal)等名词都不是对全球任何一个地区都适合的。

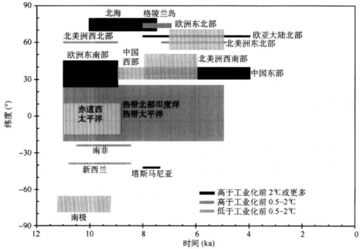


图 2.17 全新世相对于工业化之前的最高温度出现时期(Jansen *et al*. 2007)

表 2.5　全新世热力极大期(HTM)年代学(Kaufman *et al*. 2004)

编号	地区	HTM(ka)	HTM 长度(ka)
1	白令海中东部	11.3～9.1	2.2
2	加拿大北部陆地	7.3～4.3	3.0
3	加拿大极地岛屿	8.6～4.9	3.7
4	格陵兰—冰岛	8.6～5.4	3.2

不过，如果并不把“大暖期”看做是全球平均、或者是全球一致，却也不妨保留这个名词。因为至少还是反映了相当大地区的气候特征。下面就举一些例子来说明大暖期的一些局地特征，着重说明不同地区大暖期出现在什么时间，持续多长时间，以及温暖程度。Kaufman 等(2004)是综合分析的典型，他们收集了 140 个点的古气候资料，分四个区确定了西半球高纬的全新世热力极大期(Holocene Thermal Maximum，HTM)(表 2.5)。图 2.18 给出 HTM 开始及结束时期，四个区的综合结果列为表 2.5。显然在研究区域的西部 HTM 开始早、结束也早，而东部、特别是东南部开始的晚结束的也晚，这反映了劳仑泰冰盖消融的影响。

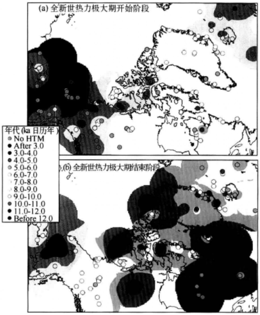


图 2.18　西半球全新世热力极大期(HTM)开始(a)与结束(b)时期(Kaufman *et al*. 2004)

Salonen 等(2011)对俄罗斯欧洲的大暖期做了分析。其主要根据是用 Kharinei 湖和 Tumbulovaty 湖沉积孢粉建立的夏季温度。大暖期定在 8.0～3.5 ka。图中还附有 Renssen 等(2009)所作的耦合模式模拟结果，这个模拟也显示东北欧夏季最高温度出现在 7～6 ka。不过，如上所述，从北欧或环北极地区得到的大暖期的结论，不能推广到北半球或全球，图 2.17 早已说明了这一点。所以，Miller 等(2010)认为与现代比较 HTM 在北极地区温度距平为 2.5～0.9℃，北半球平均 0.8～0.2℃，全球平均则介于 0.5℃和－0.5℃之间，北半球平均已经比现代高不了多少，全球平均则在正负之间。当然，也许这只是一种估计，一旦开发了更多的古气候资料，这个估算的数字可能还要改变。但是，这确实反映了一种较为普遍的看法，大暖期在全球并不是无处不在的。更何况其出现时间及强度均因地而异，甚至会有相当大的地区，如热带海洋并不存在大暖期。不过，我们却不能因此否认大暖期这个名词，因为至少在相当大的地区，这确实是全新世气候的一个重要特征。

从图 2.19 可以看出南半球中—高纬也是早全新世暖，中—晚全新世气温逐渐下降。这里给出几个南半球的序列(图 2.20)。图中各种指标均是纵坐标向上为暖，向下为冷，可见大约 6～5 ka 之后温度持续下降，而在此之前或早或晚保持一段温度较高的时期。但是，与北半球中—高纬不同，那里在早全新世有明显的大暖期，而南半球中—高纬则主要特征是温度下降，这与 65°S 年平均太阳辐射的变化趋势十分相似。

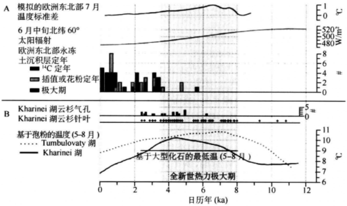


图 2.19　东北欧的全新世热力极大期(HTM)

A. 模式得到的东北欧 7 月温度,6 月中 60°N 太阳辐射,永冻土退化记录;B. Kharinei *Plicea* 大化石和气孔记录,Tumbulovaty 湖和 Kharinei 湖孢粉重建的夏季温度(Salonen *et al*. 2011)

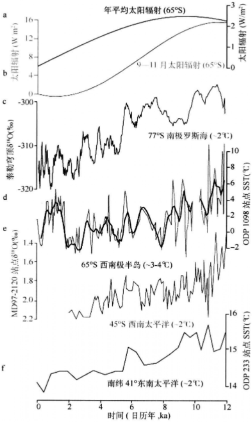


图 2.20　全新世南半球的温度变化

a. 65°S 年平均太阳辐射(藏青色);b. 65°S 春季(9 月—11 月)平均太阳辐射(淡紫色);c. Ross 海 δD(绿色);d. 西南极半岛 65°S SST(浅蓝色,黑色为 5 点滑动平均);e. 西南太平洋 45°S $\delta^{18}O$(红色);f. 东南太平洋 41°S SST(蓝色)(Shevenell *et al*. 2011)

2.2.3 大暖期后

Nesje 和 Dahl(1993)也追随 Hafsten 的思想把全新世分为三部分:第一段时期包括孢粉分期中的前北部和北部两个时段,大约从 11.6～9.0 ka。第二段时期从 9.0 ka 到 6.0～5.0 ka,即大西洋时期通常称为大暖期,是北半球中、高纬最暖的时期。第三段时期从 6.0～5.0 kaBP 到工业化前,包括亚北部及亚大西洋两个时段,这段时期曾经称为新冰期(Neoglacial)。地球轨道要素造成的北半球夏季太阳辐射最高值约出现在 11.0 ka,但是直到 9.0 ka 北美的冰盖还很大,直接影响北大西洋和亚欧大陆的气候。第二段时期北半球夏季的太阳辐射仍然还很高,北美的冰盖则不再对北半球气候具有那么大的影响。第三段时期北半球夏季的太阳辐射持续下降。因此,从成因上讲,把全新世气候变化分成这三个时期是适宜的。

Wanner 等(2008)详细研究了 6 ka 以来全球的气候变化,即第三段时期,专门分析这段时期是为了避开早全新世冰盖的影响。图 2.21 为全球 17 个点近 6 ka 的气候变化趋势,其中 12 个为温度变化(曲线为红色),四个为降水量(曲线为蓝色),另外一个是北大西洋 IRD(曲线为绿色),数字为冷事件编号。

(1)北半球高纬　这里用了两个 $\delta^{18}O$ 序列(a、b),说明直到 LIA 温度几乎直线下降,这得到了北大西洋 SST 及孢粉资料(c)的支持。随着夏季温度的下降生长季长度缩短,泛斯堪的纳维亚树线也南退。这个响应在中西伯利亚最高,在白令海区最低。

(2)北半球中纬度　IRD 曲线(d)(参看第 3 章)表明 6 ka 来略有变暖的趋势。但是,这是没有代表性的。SST 资料表明有下降趋势。根据化石孢粉重建的北美温度有明显的下降趋势(e),不过温度下降幅度远低于极区。北欧及中欧的孢粉资料也表明夏季温度逐渐下降。受季风影响北美西南有变干的趋势,地中海(f)、中国也有变干的趋势。

(3)北半球副热带与热带　中美洲、非洲、亚洲西南、南及东部受北半球季风影响地区在中全新世普遍干旱,这表示 ITCZ 南移(g,h,i)。墨西哥干旱的低水位期开始于 2 ka,延续了大约 1 ka。在西非受冷温带及副极地 SST 南侵及局地涌升加强的影响,千年尺度的变率很大(j)。西太平洋的暖池的温度有下降的趋势(k),不过不同地区 SST 变化趋势分歧较大。但是,热带太平洋东—西 SST 梯度在早全新世较小,大约在 5 ka 开始增加。

(4)南半球副热带与热带　中全新世到大约 4.5 ka,南美的湖泊水位较低。以后到大约 3.5 ka 湖泊水位逐步升高。巴西东南部的孢粉资料表明中全新世降水量增加,这同北半球副热带的变化趋势相反。南美中纬度地区在中全新世降水量也较少,这与北半球中纬度相同。南半球副热带与热带的温度记录不多,安第斯山中北部高山 $\delta^{18}O$(l)与赤道东非 $\delta^{18}O$(m)均表明温度有下降趋势。但是还不明白这是南半球冬季太阳辐射减少的结果,还是对北半球变冷的响应。印度洋也有变冷的趋势。

(5)南半球中纬度　南美中纬度 7.7～5.3 ka 干旱,以后降水逐步增加,这可能是冬季西风带北移,及南美西岸涌升增强的结果。5 ka 沃克环流增强,ENSO 活动增加,南非 Cold Air 洞石笋(n)$\delta^{18}O$ 表明温度变化趋势不明显。澳大利亚及太平洋岛屿的孢粉记录也说明全新世气候变率不大。澳大利亚中部与南部变化不同,这时南半球西风带增强。

(6)南半球高纬　南极有 11 个水 $\delta^{18}O$ 序列,图 2.21 中给出其中三个序列(o,p,q)。这三个序列均显示有温度下降的信号,不过下降的幅度彼此不同。另外,有的序列如 Vostok(o)年代际到百年尺度振荡激烈,而 Dome C(p)则比较平稳,Taylor Dome 下降趋势最强。

图 2.22 给出 6 ka(^{14}C 年)全球湖泊水位与现代的比较。热带副热带气候比现代湿润(蓝色+号),北欧、北美副热带干旱(红色一号),这可以作为图 2.21 关于湿度变化的补充。

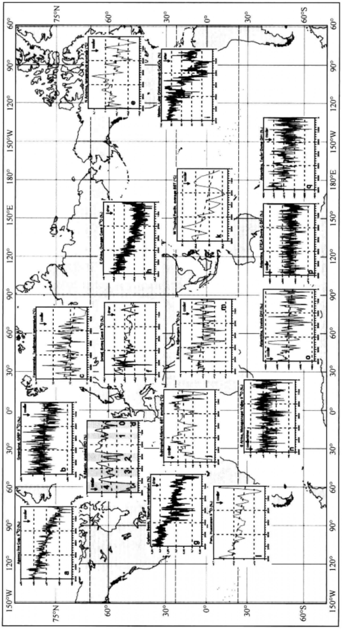


图 2.21　全球 17 个点温度(红色)或降水量(蓝色)变化曲线，向下为冷或干，绿色线表示 IRD，数字为冷事件编号，虚线为 6 ka 变化趋势(Wanner *et al*. 2008)

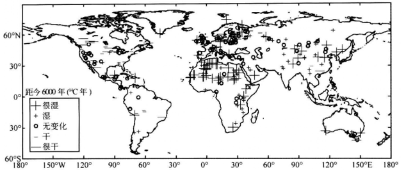


图 2.22　6 ka(^{14}C 年，约相当日历年 6.8 ka)全球湖泊水位与现代的比较(Wanner *et al*. 2008)

2.2.4　大暖期的模拟研究

把全球气候模式模拟的结果与大尺度代用资料比较可以增加对全新世气候变化的认识。大约 30 a 前已经开始了这方面的研究。气候制图、分析及预测计划(Climate Mapping，Analysis and Prediction，CLIMAP)是这方面最早的努力。这个计划是对海洋资料进行分析，以便给大气环流模式模拟 LGM 提供边界条件(CLIMAP Project Members，1976，1981)。下一个计划是全新世制图合作计划(Cooperative Holocene Mapping Project，COHMAP)。这个计划的目的是综合全球古气候资料，如孢粉、湖泊水位、植物大化石资料，给出 LGM 以来间隔 3 ka 的气候特征(Kutzbach and Guetter，1986；COHMAP Members，1988；Wright *et al*. 1993)。一个关键的发现是：北半球热带、特别非洲与亚洲，早—中全新世高夏季太阳辐射加强了海陆热力对比，使夏季风增强。目前干旱地区那时有大量的高湖泊水位证据。由于太阳辐射变化及冰盖后退造成两个半球大范围植被变化。现在研究的中心问题是 6 kaBP 与工业化之前的气候差异。1990s 初古气候模拟比较计划(Palaeoclimate Modelling Intercomparison Project，PMIP)组织了模式比较及模式与代用资料比较(Joussaume *et al*. 1999；Braconnot *et al*. 2007a，b)。

过去随时间变化的模拟只考虑轨道要素及温室气体的强迫，不能正确地模拟出大暖期出现的时间，一个主要原因就是没有考虑北半球两个大冰盖：劳仑泰冰盖(LIS)和泛斯堪的纳维亚冰盖(FIS)消融的影响。虽然 YD 事件之后已进入全新世，但是 FIS 至少持续到 9 ka，LIS 则直到 7 ka 才消失。两个大陆冰盖的存在使得当地冷却，在相当大程度上抵消了轨道要素造成的夏季太阳辐射增强的影响。确实，LIS 使得加拿大东北的大暖期推迟到 7～6 ka，这与加拿大西北和阿拉斯加大暖期出现于 9～7 ka成为鲜明对照(Renssen *et al*. 2009)。

表 2.6　LIS 对大暖期影响的模拟方案(Renssen *et al*. 2009)

模拟名称	强迫
ORB	轨道
GHG	CO_2 及 CH_4
ORBGHG	轨道，CO_2 及 CH_4
OGMELT	ORBGHG＋LIS 融水
OGMELTICE	OGMELT＋LIS 冰面反照率及地形

为了研究 LIS 消融的影响，Renssen 等(2009)做了一系列的模拟实验(表 2.6)。用 ECBilt-CLIO-VECODE 模式对过去 9 ka 做了模拟，这是一个中等复杂程度的全球大气—海洋—植被耦合模式。图 2.23 给出模拟结果及其与代用资料重建温度序列的对比。图 2.23a 表明只考虑轨道要素，9 ka 以来 60°N以北的夏季温度下降了 2℃。温室气体则仅造成 0.3℃的增温。考虑了 LIS 的消融在 7 ka 之前造成降温，抵消了轨道要素的影响，使大暖期推迟 2 ka。尽管如此，在考虑了 LIS 所有影响的试验(OG-

MELTICE)中 9 ka 温度仍然比 0 ka 高。7 ka 之后温度变化与轨道要素的影响就基本一致了。比较不同的实验发现，考虑了 LIS 融水造成北大西洋降温，如果再加上冰盖反照率及地形高度变化则影响更大，说明 LIS 是影响全新世气候，特别早全新世气候的一个重要因素。冰盖的影响使两个大洋及其邻近地区的大暖期显著推迟(图 2.24)。图 2.23b 到图 2.23f 表明考虑了 LIS 的影响模式能够在一定程度上模拟出不同地区大暖期出现时间。

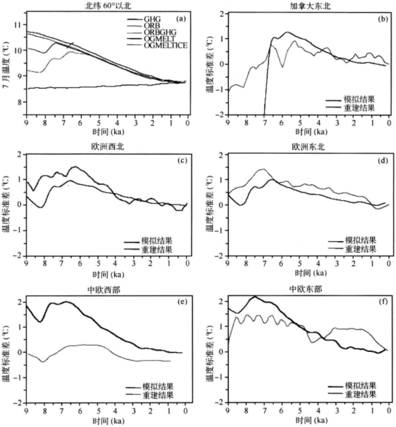


图 2.23 全新世 9～0 ka 夏季温度的模拟以及与代用资料的比较

f 为夏季(5—8 月)平均温度，其余均为 7 月温度，模拟结果为对工业化之前的差，代用资料为对过去 200 a 平均的偏差，所有曲线均做了加权回归平滑(LOESS)(Renssen *et al*. 2009)

图 2.21 主要包括陆地资料。Lorenz 等(2006)根据 46 个用烯烃重建的 SST 序列，分析了 7 ka 至今的全球 SST 变化，指出热带以外地区普遍有下降趋势，而热带有上升的趋势。同时，利用 ECHO-G 海气耦合模式，模拟了 9 kaBP 以来的温度变化。控制实验积分 3000 a，从 1250 a 开始稳定，即以此为出发点，共作 6 个积分。采用加速 100 倍，这样实际只计算 90 个模拟年。然后把 9～7 ka 积分舍去，计算 7 ka 到 AD1800 的温度差。图 2.25 给出古 SST 资料与模拟结果。可见大体上还是能够模拟出 SST 变化趋势。不过南美与非洲南部的 SST 下降模拟的不好，北美西海岸的增温也没有模拟出来。但是北大西洋东北部的降温及亚洲季风区的增温还是模拟的较好的。这说明全新世 SST 变化的多样性可以从轨道要素造成的太阳辐射变化得到相当大程度的解释，因为在模拟中太阳辐射变化是唯一的外强迫因子，当然也包括气候系统对辐射强迫的非线性响应。模拟结果与古 SST 的一致再次证实北半球夏季太阳辐射变化的重要性。

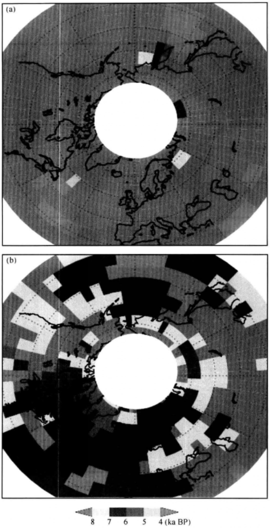


图 2.24　大暖期出现时间的模拟

a. ORBGHG; b. OGMELTICE(Renssen *et al*. 2009)

2.2.5　中国的大暖期

如 2.2.2 节已指出施雅风等(1992)对中国的大暖期做了全面的研究，认为中国的大暖期出现于 8.5～3.0 ka。Wang S 等(2001)完全根据施雅风主编，孔昭宸副主编(1992)收集的资料，对全新世中国的温度做了定量的计算。首先采用观测资料划定中国的 10 个区，用孢粉和冰心纪录建立 10 个区的全新世温度，然后利用区的面积加权平均得到中国平均温度(图 2.26)。可见确实 8.5～3.0 kaBP 温度高于现代(近 100 a 平均)。但是与国外对大暖期研究对比，这样定义的大暖期似乎长了一些。这可能是由于对大暖期的理解不同造成的。如果认为气温高于现代就算大暖期，自然期间较长。如果根据 2.2.2 节介绍的各种研究看，大多是把大暖期理解为全新世最暖的时期，按照这种思想则似乎把 8.0～4.5 ka 定义为大暖期更合适。如果这样，中国的大暖期约持续 3.5 ka 与北半球的情况(表 2.4)就接近了。不过还有一点要注意，施雅风主编(1992)的资料，除了冰芯之外以孢粉为主，所以大多是^{14}C 年，未经过树轮校正，

因此大暖期的日历年可能在 9.0～5.0 kaBP。当然这只是一个粗略的估计，应该对每个区的年代学单独研究，才能得到较为准确的结果。

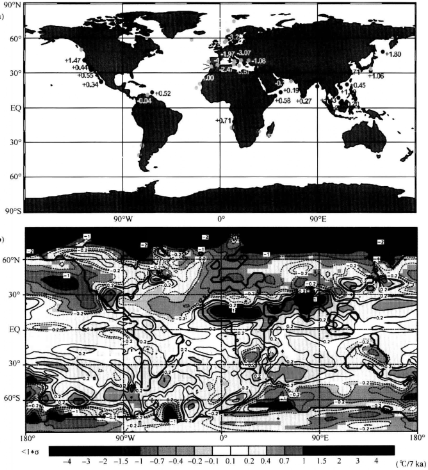


图 2.25　全新世 7 ka 到 AD1800 SST 变化

下降为蓝色，上升为红色，a. 古 SST 重建；b. 模拟结果(Lorenz *et al*. 2006)

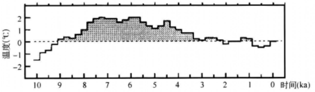


图 2.26　全新世中国平均温度(^{14}C 年)，对 1880—1979 年平均距平(Wang S, *et al*. 2001)

图 2.26 用的主要是孢粉资料，下面给出一个石笋 $\delta^{18}O$ 的综合分析结果(图 2.27)。Tan 和 Cai (2005)指出 $\delta^{18}O$ 与温度有关，以北京石花洞为例，$\delta^{18}O$ 负值愈大，温度愈高。如果把这个关系用来分析中国的石笋 $\delta^{18}O$，则全新世 7 ka 以来温度下降趋势明显，但是近千年中 MWP 可能稍暖，LIA 之后亦有回暖。

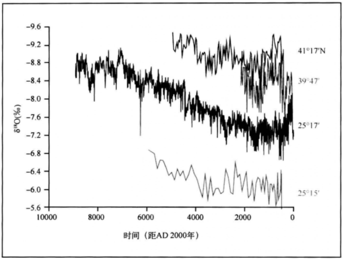


图 2.27　中国石笋 $\delta^{18}O$

自上而下：辽宁水洞，北京石花洞，贵州董哥洞，广西香水洞（Tan and Cai，2005）

Lee 等（2010）根据台湾南部 Dongyuan 湖（22°10′N，120°50′E）湖泊沉积的孢粉，研究了全新世的气候变化。指出 11.4 ka 以来可以分为五个时期（表 2.7）。由近及远：Ⅰ（1.1 ka～至今）气候与现代类似；Ⅱ（2.1～1.1 ka）气候总的讲与现代类似，但在 1.1 ka 前后稍有变冷；Ⅲ（4.1～2.1 ka）全新世大暖期之后的变冷时期，Ⅳ（8.2～4.1 ka）全新世大暖期，作者称为全新世热力最优（Holocene Thermal Optimum，HTO）时期。Ⅴ（11.4～8.2 ka）早全新世的气候较冷时期。图 2.28A 给出台湾中部 Toushe 的泥炭记录，包括柳树孢子的百分比（红线）及温带森林扩展时期（紫方格）。柳树孢子的峰值与温带森林扩展表明气候较冷。根据 Liew 等（2006）的分析，11.5～8.0 ka 暖温带常绿树扩展，表示气候较冷，8.0～4.0 ka 副热带常绿树扩展，气候温暖，是大暖期（HTO），4.0～1.7 ka 暖温带常绿树再次占优势，气候变冷。图 2.28B 给出 Dongyuan 湖的记录。蓝实线为断节莎（*Cyperaceae*）%，红虚线为树木孢子序列去趋势一致性分析（Detrended Correspondence Analysis，DCA）第一主轴，数值高时表示气候冷。黑方块表示泥炭记录，也是气候冷的反映。图中细线表示

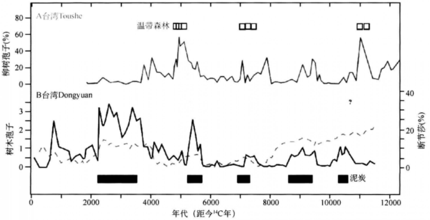


图 2.28　台湾孢粉所显示的气候事件

A. Toushe 泥炭中柳树孢子%（红实线）及温带森林扩展（紫方格）；B. Dongyuan 断节莎%（蓝实线）及树木孢子序列（红虚线），黑方块为泥炭记录（Lee *et al*. 2010）

两个序列的配合。黑方块所显示的 5 个冷期，中间三个对应得较好，最早的一个(10.6～10.3 ka)在时间上差别较大，最近的一个在 Toushe 泥炭序列中无反映。两个序列均表明 8～4 ka 为大暖期。

表 2.7 全新世台湾南部的气候变化(Lee *et al*. 2010)

编号	年代(ka)	气候条件(与现代比较)
Ⅰ	1.1～现今	类似
$Ⅱ_a$	1.5～1.1	稍冷
$Ⅱ_b$	2.1～1.5	类似
Ⅲ	4.1～2.1	较冷
Ⅳ	8.2～4.1	暖(HTO)
($Ⅳ_b$	5.7～5.2	略冷、干)
($Ⅳ_d$	7.3～6.9	略冷、干)
Ⅴ	11.4～8.2	冷
(Ⅴb	9.4～8.6	冷、干)
(Ⅴd	10.6～10.3	冷、干)

2.3 早全新世气候湿润期

全新世(11.5 ka)以来地球气候进入间冰期，中高纬度气候显著变暖。但是，在热带地区则降水量的变化更为突出。早全新世的非洲湿润期就是一个突出的例子(Roberts，1989；Hoelzmann *et al*. 2004)。后来，人们发现早全新世从阿拉伯半岛到孟加拉湾气候也湿润(Overpeck *et al*. 1996；Staubwasser，2006)。南美北部委内瑞拉沿海也有气候湿润的证据(Haug，2001)。气候模拟研究证明：上述地区气候湿润可能是受同一因子，即岁差影响(Valdes，2003；Claussen，2003；Renssen *et al*. 2004；Braconnot *et al*. 2004)。岁差使得早全新世北半球热带夏季太阳辐射增加，陆地温度升高，海陆温差增加，夏季风增强，降水量增加。随着高分辨率古环境资料的开发，以及气候模式的改进，对早全新世气候湿润期的了解日益加深。对中国气候湿润期的存在和受岁差的影响也有了比较肯定的认识(Yuan *et al*. 2004)。

2.3.1 绿色的撒哈拉

大约直到金字塔时期(4.5 ka)，撒哈拉还不是像现在这样极端干旱的瀚海，而是真正的陆地与湖泊。软体动物的壳、硅藻、湖泊沉积，水生大型动物的骨骼均表明那时有永久性的淡水。确实进入全新世非洲气候变湿，许多地区湖泊水位上升。所有的地方都反映在早全新世气候较湿，植被多样化。现代撒哈拉许多干旱地区那时为萨瓦纳。壮丽的岩画，说明当时的生态与现在完全不同，被称为绿色的撒哈拉。1979 年 Street 和 Grove 分析了全球 141 个封闭湖 30 ka 以来每间隔 3 ka 湖水处于高(>70%)、中(70%～15%)及低(0%～15%)百分位的频率。其中热带非洲在 10～5 ka(^{14}C 年)高水位频率显著高于 10 ka 之前及 5 ka 之后。这是第一次利用大范围的古环境资料对非洲湿润期出现的时间做出评估。后来，Damnati(2000)把分析的时间尺度缩小到 1 ka，并增加了站点，研究了全新世北半球非洲湖泊水位的状况，再次证明早全新世湿润期十分突出(图 2.29)。近年来人们利用高分辨率的古环境数据来研究非洲气候湿润度的变化。deMenocal 等(2000a)研究了西北非毛里塔尼亚沿岸(ODP 658C)深海沉积陆源物质的百分比。发现 14.8～5.5 ka 陆源物质只占 40%～50%，说明气候湿润，因此把这段时间定为"非洲湿润期"(African Humid Period，AHP)(图 2.30)。Gasse(2001)分析了东非大裂谷阿比亚塔湖 13.5 ka硅藻电导率，电导率低气候湿润，电导率高气候干燥。结果发现 10.8～6.0 ka 电导率稳定在一个低水平。这些资料有较高的时间分辨率，能提供连续的序列，再配合^{14}C 定年及树轮校正，有比较准确的日历年年代，能比较准确地显示非洲湿润期出现的时期。Hoelzmann 等(2004)综合分析了北非到阿拉伯海(10°N—23°N，20°W—70°E)23 个古湖泊序列、14 个古植被序列及五个阿拉伯海近海沉积。指出北非湿润期在 10.5～5.5 ka。

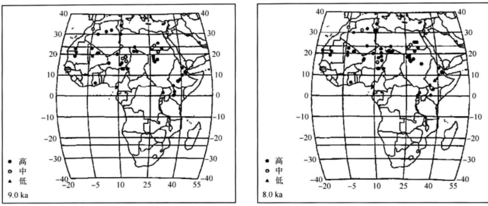


图 2.29　9 ka(a)和 8 ka(b)北半球非洲湖泊水位状态(Damnati,2000)

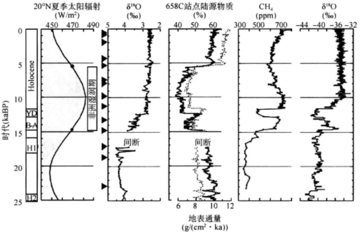


图 2.30　非洲湿润期

自左向右:20°N 夏季太阳辐射(W/m^2),ODP 658C(20°45′N,18°35′W)$\delta^{18}O$(‰),陆源物质(%),格陵兰冰芯 GISP2 CH_4(ppm),$\delta^{18}O$(‰)(deMenocal *et al*. 2000a)

表 2.8　非洲湿润期

序号	地区	代用资料	湿润期(ka)	作者
1	西非沿海	陆源物质	14.8～5.5	deMenocal *et al*. (2000a)
2	东非大裂谷	硅藻磁导率	10.8～6.0	Gasse(2001)
3	非洲之角	湖泊水位	10.7～9.5,6.3～5.1	Umer *et al*. (2004)
4	热带非洲	湖泊水位	14～5.5	Barker *et al*. (2004)
5	北非	湖泊水位等	10.5～5.5	Hoelzmann *et al*. (2004)

表 2.8 给出几个有代表性的非洲湿润期年表。表 2.8 中 1、4 序列湿润期开始较早,主要是考虑了北半球太阳辐射的增强时间,忽略了 YD(12.5～11.5 ka)冷干气候所造成的湿润期中断。然而,YD 事件西非陆源物质、东非湖泊电导率有明显增加。所以,现在较多的作者是把 YD 事件之后出现高湿润度作为湿润期的开始。另外在全新世中 8.2 ka 事件的特征也是冷干。因此有的作者如表 2.8 中的 3 把湿润期列为两段。为了简单明瞭,一般仍将非洲湿润期作为一段时期,以表 2.8 中的序列 5 为代表,即 10.5～5.5 ka。图 2.31 为 Umer 等(2004)对东非大裂谷湖泊水位的分析。

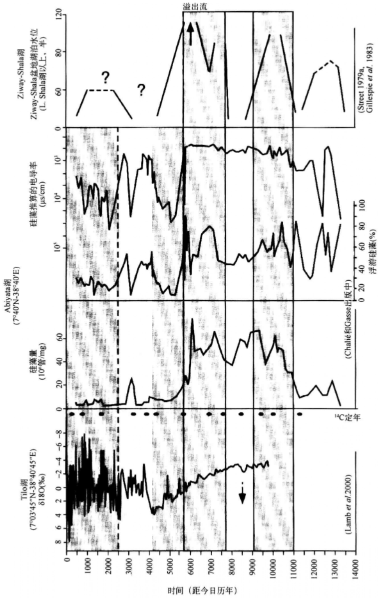


图 2.31　东非大裂谷近 14 ka 湖泊水位的记录，向上为高水位(Umer *et al*. 2004)

2.3.2　从阿拉伯半岛到孟加拉湾

Gupta 等(2003)的工作堪称代表。他们利用阿曼湾(17°54′N，57°36′E)海洋沉积研究西南季风的变化。发现在 10 ka 及 9 ka 夏季风强度达到峰值，然后一直到 1.4 kaBP 夏季风强度持续下降。Overpeck 等(1996)利用阿曼湾三个距海岸 150 km 的近海沉积(RC27)有孔虫和孢粉研究了西南季风强度的变化，并与非洲，阿拉伯半岛、印度北部到青藏高原的 25 个点的环境资料做了比较(图 2.32)。指出 10.8～6.1 ka西南季风最强。Fleitmann 等(2003)利用石笋的 $\delta^{18}O$ 研究了全新世季风降水的变化。根据石笋记录推断：10.3 ka 之后夏季风影响显著加强，7 ka 开始减弱。Lézine 等(2006)根据也门的湖泊沉积研究了 12 ka 以来的气候湿润度

变化。指出在11.0～7.5 ka间有四个湖泊发展期。近来Staubwasser(2006)综合分析了南亚季风降水的代用资料，指出阿曼石笋方解石 $\delta^{18}O$ 与阿拉伯海近海沉积的结果相当一致；9～6 ka降水多。

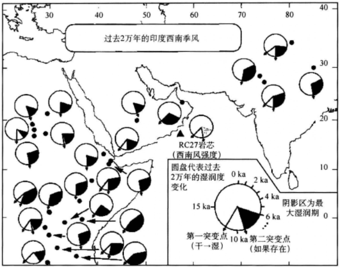


图2.32　阿拉伯海及其邻近地区近20 ka的气候湿润度圆轮图，向上方向为0 ka，向下为10 ka，黑色表示气候湿润(Overpeck *et al*. 1996)

表2.9中不同作者根据不同的代用资料得到结果有一定差异。但是，一致表明早全新世有一个西南季风增强时期。表2.9中2和5都是大量资料的综合结果，因此可以认为：10～6 ka是从阿拉伯半岛到印度的气候湿润期，也就是西南季风增强期。但是，表2.9中孟加拉湾的序列代表了印度半岛北部恒河—布拉马普特拉河的径流量，湿润期出现时间似乎晚一些。不过，在8 ka及10 ka前也有相对高峰，与阿拉伯半岛及阿曼湾的情况类似。印度河及印度西北的塔尔沙漠早全新世的气候湿润期不很明显，7～5 ka似乎是全新世最湿润的时期。这说明与非洲湿润期一致的主要是阿拉伯半岛和阿曼湾。

表2.9　西南季风增强期

序号	地区	代用资料	强季风期(ka)	作者
1	阿曼	石笋 $\delta^{18}O$	9.6～5.5	Fleitmann *et al*. (2003)
2	阿拉伯半岛	湖泊，植被	9.9～6.1	Hoelzmann *et al*. (2004)
3	也门	湖泊沉积	11.0～7.5	Lézine *et al*. (2006)
4	阿曼湾	有孔虫%	10.2～6.5	Gupta *et al*. (2003)
5	阿曼湾	孢粉	10.8～6.1	Overpeck *et al*. (1996)
6	孟加拉湾	有孔虫 $\delta^{18}O$	7.9～5.2	Kudrass *et al*. (2001)
7	印度河	有孔虫 $\delta^{18}O$	9.4～5.0	Staubwasser *et al*. (2002)
8	塔尔沙漠	干湖泊沉积	7.3～4.9	Enzel *et al*. (1999)

2.3.3　南美ITCZ的摆动

如果岁差确实是非洲湿润期形成的最根本原因。则处于赤道两侧的南美北部与南部降水量变化则应该有不同的反映。南美北部委内瑞拉近海大陆架约在10°N，是ITCZ季节性南北摆动的北缘，夏季降水直接流入加里阿科盆地。陆源物质沉积于海底。沉积中的铁(Fe)和钛(Ti)浓度的变化反映了陆源物质，也间接反映了陆地降水的多少。结果表明，10.5～5.4 ka浓度最高，说明降水多(Haug,2001)。这同非洲湿润期的时间相当一致。南美北部晚全新世的干旱还有许多旁证，如海地的湖泊记录(Hodell *et al*. 1991)，委内瑞拉北部巴伦西岳湖的孢粉记录(Bradbury *et al*. 1981)。说明气候湿润度的变化是受岁差影响。

同样，南美中、南部在全新世的湿润度也可以作为岁差影响的又一个证据。那里的变化与南美北部相反；早全新世干旱，晚全新世湿润。秘鲁南部的喀喀湖沉积表明 4.0～2.4 ka 降水多（Baker *et al*. 2001）。亚马逊南部的孢粉记录也表明，晚全新世湿润常绿森林向南扩展（Mayle *et al*. 2000）。Maslin 和 Burns（2000）对14 ka亚马逊河的流量进行了分析。发现早全新世径流量小。这与秘鲁中部的胡宁（Junin）湖的 $\delta^{18}O$ 十分相似（Seltzer *et al*. 2000）（图 2.33）。Núñez 等（2002）研究了南美智利北部阿塔卡马沙漠与高原之间（20°S—25°S）的考古证据，指出 9.0～4.5 ka（日历年）为“考古空白”（Silencio Arqueológico）。这证明 9.0～4.5 ka 气候干旱。此外，大量的古湖泊沉积、孢粉、水藻等古环境资料证实 8.0～3.6 ka（^{14}C 年）智利北部到秘鲁为干旱时期，湖泊变浅甚至消失。

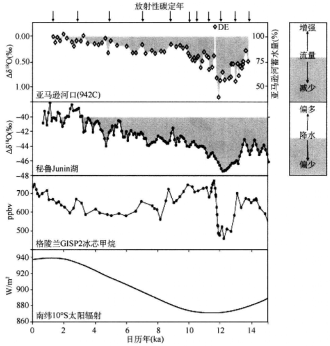


图 2.33　南美早全新世干旱记录

自上而下：亚马孙河口 ODP 942C 沉积 $\delta^{18}O$(‰)，秘鲁 Junin 湖 $\Delta\delta^{18}O$(‰)，格陵兰冰盖 GISP2 CH_4(ppbv)，10°S 夏季太阳辐射(Maslin and Burns，2000)

2.3.4　中国的湿润期

An 等（2000）曾根据湖泊水位，孢粉及黄土/古土壤记录研究了中国的气候湿润期，指出东北在 10.0～8.0 ka，华北在 10.0～7.0 ka。认为这反映了东亚夏季风的增强，并可能是太阳辐射增加的结果。

近十余年中国开发出一系列的高分辨率古环境资料序列，时间分辨率一般为几十年，个别达到几年。因此，可以分析百年尺度以上的气候变化。沉积中的孢粉，有机碳总量（TOC），泥炭中的 $\delta^{13}C$ 等均能较好的反映气候的湿润度。表 2.10 给出 10 个序列。这些序列可以分为 4 组（表 2.11）。湿润期按标准化距平达到 1σ 计算。可以看出大约 10.5～7.0 ka 中国气候湿润，其中高原的湿润期可能结束的还要略偏迟一些。有的序列湿润期开始时间可能在 11.0 ka 之前，或者至少达到 11.0 ka。这里取 10.5～7.0 ka 是一个公约数。另外，在8.2 ka前后湿润期有中断。这同非洲的情况极为类似。这可能与北大西洋的 8.2 ka 冷事件有关。作为早全新世中国气候湿润的证据给出两个例子（图 2.34 和图 2.35）。选用这两个图是因为图中还附有非洲或南亚季风的序列做比较。

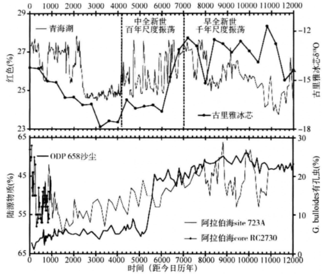


图 2.34　青海湖沉积红色(%)及古里雅 $\delta^{18}O$(上)，西非陆源物质(%)及阿拉伯海有孔虫 GB(%)(Ji *et al*. 2005)

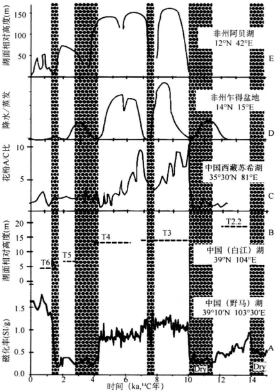


图 2.35　中国西北及高原西部与热带非洲气候变化的比较

A. 中国西北野马湖磁化率(SI/g)；B. 中国西北白江湖古沙滩高度(m)；C. 中国西藏高原苏希湖孢粉 A/C 比；D. 非洲乍得湖降水/蒸发比；E. 非洲埃塞俄比亚阿比湖高度(m)(Chen and Wang, 1999)

表 2.10 中国气候湿润期的代用资料

序号	地点	经纬度	代用资料	作者
1	哈尼	42°13′N,126°31′E	泥炭 $\delta^{13}C$(‰)	Hong *et al*. (2001)
2	阿拉善高原	39°N′,103°20′E	孢粉多样性(%)	Chen *et al*. (2003)
3	青海湖	37°N,100°E	孢粉(10^5 粒/g)	Zhou *et al*. (2006)
4	巴谢	35°33′N,103°35′E	黄土磁化率(SI)	An *et al*. (1991)
5	洪源	32°46′N,102°30′E	泥炭 $\delta^{13}C$(‰)	Hong *et al*. (2005)
6	若尔盖	32°41′N,102°32′E	泥炭灰度(%)	Zhou *et al*. (2002)
7	西藏	29°49′N,92°33′E	年降水量(mm)	Tang *et al*. (2000)
8	洱海	25°50′N,100°11′E	TOC(%)	Zhou *et al*. (2006)
9	湛江	21°09′N,110°17′E	TOC(%)	Yancheva, *et al*. (2007)
10	南海	20°07′N,117°23′E	气候湿润度(相对值)	Wang, *et al*. (1999a)

现代气象观测记录表明，东亚夏季风强时中国东北、华北到西北的东部气候湿润，这个气候湿润带经高原东部，折向东南到华南形成一个字母C型的区(Guo *et al*. 2003)。但是，夏季风向北推进，整个气候带也北移，这时副热带高压控制长江下游。所以长江下游干旱。同时，热带辐合带(ITCZ)也加强北抬，所以华南气候湿润。表 2.10 中所列的 10 个序列大体上正好在这个C型区。因此，气候湿润可能说明夏季风增强，这同非洲及阿拉伯海到南亚的情况也是一致的。东北、华北、西北东部、及高原东部气候湿润直接与夏季风增强有关(表 2.11)。

表 2.11 中国早全新世的气候湿润期

地区	气候湿润期(ka)	表 2.8 序列编号
东北	10.8～9.5,8.8～8.3	1
西北	11.0～7.1	2～4
高原	10.6～9.1,8.1～6.2	5～8
华南	11.0～8.2	9～10

2.3.5 湿润期的模拟研究

从 1980s 开始，已经开始用大气环流模式研究岁差变化的气候影响(Kutzbach, 1981; COHMAP Members, 1988; Kutzbach *et al*. 1998)。也有的作者直接把非洲相应纬度能接受到的太阳辐射与非洲湿润期比较。例如 deMenocal 等(2000a)指出非洲湿润期(14.8～5.5 ka)大体上与北半球太阳辐射超过现代值 4%的时期相当。Prell 和 Kutzbach(1992)通过敏感性试验证明太阳辐射增加 10%，北半球热带降水可增加 25%～50%。但是更多的工作还是在 1990s 之后完成的。

进入 1990s 之后，开始建立古气候模式比较计划(PMIP)，决定先集中研究两个截然不同的时期：21 ka和 6 ka。21 ka 代表末次冰期冰盛期(LGM)。IPCC 第 4 次评估报告(Jansen *et al*. 2007)指出冰期的形成主要与夏季温度有关。6 ka 并不是全新世 11.6 ka 以来夏季温度最高的时期。但是早全新世北美劳仑泰冰盖尚未完全消融，边界条件比较复杂，所以仍取 6 ka 为全新世温暖气候的代表。参加 PMIP 的共有 18 个模式。最初的模拟是用现代 SST 及植被作强迫在给定的太阳辐射变化下积分研究 6 ka 的气候湿润期。

为了检验模式的模拟结果，与全球湖泊资料库(GLSDB)(Kohfeld and Harrison, 2000)做了比较。这个资料库收集了过去 30 ka 湖水水位、面积和水容量的记录，表明 6 ka 北非、阿拉伯半岛、印度北部及中国西南气候比现代湿润。中美洲也比现代略为湿润。古植被图计划(BIOME6000)(Prentice and Webb, 1998)是另一个可以比较的序列，根据孢粉和植物化石来确定大尺度古植被分布。这份资料表明夏季风的增强使森林向中国内陆推进，萨赫勒植被进入撒哈拉，而赤道带非洲雨林，由于季节性增强而退缩。因此，观测与模式的比较有两种途径：一是正演模式技术(forward modeling techniques)，一是反演技术(inverse techniques)。前者用环境模式输出植被、水文等环境指数与 BIMOE 比较。后者是由古环境资料(如 GLSDB)反演气温、降水量等气候指数，与气候模式结果比较。对比分析表明(Jousaume *et al*. 1999)：

各个大气模式普遍能模拟出北半球太阳辐射季节性的增强，夏季欧亚大陆变暖，从海洋向大陆的水汽输送增加，夏季风增强，北非的雨带从萨赫勒向撒哈拉推进，亚洲内陆降水也增加。但是雨带向北扩展的程度与观测结果尚有较大差距(Renssen *et al*. 2004)。例如，BIOME 证明 6 ka 23°N 为草原(grassland)，但是模拟得到的降水量比要求的至少低 100 mm。又如模拟的6 ka乍得湖面积比 GLSDB 的结果小 30%。

海气耦合模式结果表明(Claussen，2003)，北半球陆地温度季节变化比仅用大气环流模式进一步增强。加入了海洋变化，岁差引起的变暖有季节性的推迟，在 7—10 月，而仅用大气环流模式时在 6—9 月。而且海洋有助于加强非洲季风，增强非洲雨带的向北推移，以及大西洋到西非 ITCZ 的北移。只用大气环流模式，6 ka最大雨带在 10°—15°N，而耦合模式在 10°—18°N。但是，仍不足以解释早全新世北非的草原植被。但是，已经可以在一定程度上模拟出 5～4 ka 非洲湿润期的结束(图 2.35)。当然，气候模式还要改进，一方面要发展完全耦合的海洋—大气—植被模式。研究表明，海洋(Kutzbach and Liu，1997)与植被反馈(Braconnot *et al*.，1999；Prentice *et al*. 2000；Claussen and Gayler，1997)对气候变化有重要的作用，另一方面用中等复杂程度地球系统模式(Earth System Models of Intermediate Complexity，EMICs)模拟时间变化(Claussen *et al*. 2002)。还有一个很重要的问题，非洲湿润期的开始与结果都是突然发生的(deMenocal *et al*. 2000a)。这是否与气候的多平衡态有关(Claussen *et al*. 1999)，也是一个值得研究的问题(Claussen，2003)。

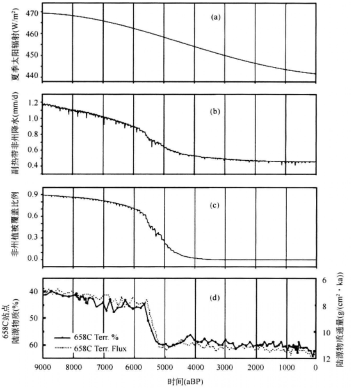


图 2.36　用海气耦合模式模拟 AHP 的结束

a. 夏季北半球太阳辐射(W/m²)；b. 耦合模式副热带非洲季风降水(mm/d)；c. 耦合模式非洲植被；d. 西非 658C 陆源物质(%)及通量(g/(cm²·ka))(deMenocal *et al*. 2000a)

2.3.6　岁差

如上所述，湿润期形成的原因是岁差。岁差，即分点与近日点经度的差。夏至在近日点附近时太阳

辐射季节性增强，冬至在近日点时，太阳辐射季节性减弱，周期长度集中于 19 ka 及 23 ka。地轴倾斜度小、地球轨道偏心率小时，岁差影响减弱(Jansen *et al*. 2007)。南极冰芯显示近 430 ka 有明显 100 ka 周期，更新世黄土有41 ka及 400 ka 周期。岁差周期在气候变化中有什么反映呢？在黄土粒度谱中有 19 ka 周期或 23 ka 周期。但是，周期强度次于上面提到的各种地球轨道要素周期。特别晚更新世 100 ka 周期的冰期—间冰期旋回十分突出，岁差的影响未受到充分注意。

对岁差气候影响的重视是从"非洲湿润期"的研究开始的。岁差是早全新世湿润期形成的主要原因。由于岁差带来的太阳辐射变化在两个半球是相反的。因此，从原理上讲，北半球的北非、南亚、中国、南美北部出现湿润期时，南半球相应的地区应该干旱。但是由于海陆分布等原因，南半球对岁差的反映不如北半球强烈。例如，非洲湿润期不仅在北非，在赤道非洲也有表现，一直到 10°—14°S 之南早全新世才有干旱的迹象(Verschuren *et al*. 2004)。相比之下，南美中、南部与北部的相反变化则较为明显(Baker *et al*. 2001；Maslin and Burns，2000)。至少这在一定程度上，支持了岁差影响的理论。

"非洲湿润期"是发生在大约 10 kaBP 的最近一次近日点与夏至接近的时期。如果确实是岁差造成了湿润期，则再往前每隔 20 ka 左右就应该出现一次类似的气候湿润期(图 2.37)。Yuan 等(2004)利用董哥洞和葫芦洞石笋 $\delta^{18}O$ 所作的分析十分有力地支持了这个推论。葫芦洞的记录向前延伸到 75 ka，董

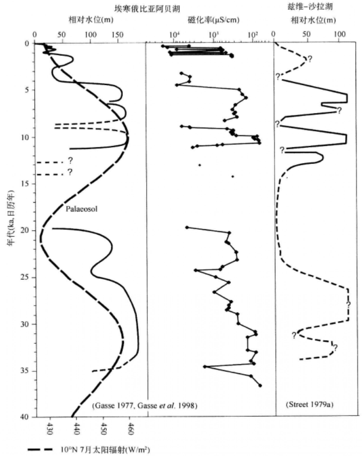


图 2.37 非洲之角近 40 ka 湖水水位变化

自左向右：阿贝湖水位(m)、磁化率(μS/cm)、兹维—沙拉湖水位(m)(Umer *et al*. 2004)

哥洞达到160 ka，三宝洞达到 224 ka。由于夏季降水 $\delta^{18}O$ 低，冬季降水 $\delta^{18}O$ 高。因此，石笋 $\delta^{18}O$ 的变化反映了夏季/冬季降水量的比，$\delta^{18}O$ 愈低表明夏季降水愈多(图 2.38，图 2.39)。Yuan 等(2004)分析了25°N 夏季太阳辐射的变化。过去 160 ka 以来岁差周期并不稳定，长度变化于 21～25 ka 之间。振幅最大达到 70 W/m^2，最小只有 20 W/m^2，即相当于夏季太阳辐射的±8%到±2%。从 10 ka 开始向前到 160 ka 共有 7 个周期。峰值约在31 ka的第 2 个周期振幅最小，周期长度也最长。7 个周期之中除第 2 个周期与石笋 $\delta^{18}O$ 对应关系不明确，第四个周期石笋记录不完备之外，$\delta^{18}O$ 低值与高太阳辐射对应，高值与低太阳辐射对应。这表明岁差确实是夏季风降水增加的原因。表 2.12 给出近 220 ka 25°N 太阳辐射峰值(谷值)出现时间。以 ka 为单位，凡石笋 $\delta^{18}O$ 低值(高值)与太阳辐射峰值(谷值)对应时，ka 数字用斜体黑体表示。

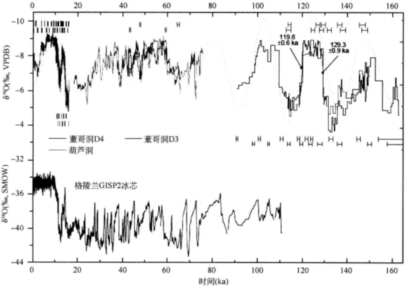


图 2.38　中国石笋 $\delta^{18}O$ 与岁差周期

25°N 夏季太阳辐射(细蓝线)、董哥洞 D4(绿色)、董哥洞 D3(蓝色)、葫芦洞(紫色)$\delta^{18}O$(‰)(上)，格陵兰 GISP2$\delta^{18}O$(下)(Yuan *et al*. 2004)

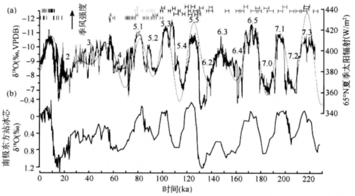


图 2.39　中国石笋 $\delta^{18}O$ 与岁差周期

65°N 夏季太阳辐射(W/m^2)(灰色)，石笋 $\delta^{18}O$：三宝洞(红色 SB11，绿色 SB23，黄色 SB25-1，粉色 SB22，深蓝色 SB3，紫色 SB10，橙色 SB16)，葫芦洞(蓝色)，数字为海洋氧同位素阶段(上)，南极东方站冰芯大气 $\delta^{18}O$(下)(Wang Y *et al* . 2008)

表 2.12　近 220 ka 25°N 夏季，10°S 秋季太阳辐射岁差周期峰值及谷值出现时间（ka）。凡太阳辐射峰值与湿润气候对应，谷值与干旱气候对应时，时间数字用斜体黑体表示

序号	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
25°N 峰值	***10***	***31***	***58***	81	***103***	***124***	***148***			
10°S 谷值		28	54	77	100	121	144	169	192	214
25°N 谷值	21	44	***69***	***92***	***114***	***137***	***160***			
10°S 峰值	***7***	***40***	***65***	***88***	***110***	***133***	157	***180***	***204***	

Wang Xianfeng 等(2004)根据巴西东北巴希亚州(10°10′S,46°50′W)洞穴堆积物(speleothems)和石灰华(travertine)研究了南美夏季风的变化(图 2.40)。巴西东北部石笋和流石的生长有很强的时间性。生长期一般只有几百年，而间隔可达数千年，甚至数万年。这说明基本气候条件干旱，但不时为湿润期打断。不过湿润期较短，洞穴堆积物的生长期仅占过去 210 ka 的 28%。对于这样长的时间尺度，一般用铀的放射性同位素测年。^{238}U 母体经过一系列衰变生成子体核素钍(^{230}Th)。母体铀同位素能溶于水而子体却不溶于水。一旦溶在水中的碳酸钙带着铀杂质以石灰华的形成沉积在洞穴壁上，放射性时钟就此启动。因此可以通过测量母子体核素的比值来测年。用热电离质谱仪(TIMS)或电感耦合等离子体质谱仪(MCICPMS)测年，如董哥洞石笋δ^{18}O误差在 10 ka 为±80 a，120 ka 为±1 ka。表 2.12 中同时列出 10°S(南半球)秋季太阳辐射峰值与谷值出现时间，和巴西东北有洞穴堆积物的时间的比较。凡有堆积物时表示气候湿润，大部分均可以与太阳辐射的峰值对应。可惜这种分析无法准确测定干旱的年代，所以表 2.12 中 10°S 的谷值年代无对应气候代用资料。当然，这不代表干旱气候与太阳辐射谷值不对应。只不过这种代用资料无法提供这方面的信息。

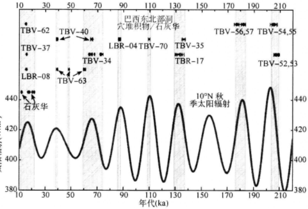


图 2.40　巴西东北部洞穴堆积物和石灰华表示气候湿润(黄色线条)，及 10°S 南半球秋季太阳辐射(浅紫色线)，字母及数字为样本编号，绿色为石灰华(Wang X *et al*. 2004)

Thompson 等(1997)指出近 132 ka 青藏高原西部古里雅(Guliya)(35°17′N,81°29′E)冰芯的 δ^{18}O 与格陵兰 GISP2 和南极东方站的 CH_4 变化有很高的一致性。并且认为这是岁差变化的影响。高 δ^{18}O 期与表 2.12 中的 25°N 太阳辐射峰值时间接近。但是，作者没有解释为什么南极的 CH_4、北半球格陵兰 CH_4、以及古里雅 δ^{18}O 变化一致。也可能这反映了全球 CH_4 变化更大程度上依赖于北半球的水循环。

汪品先(2009)综合了大量的古气候资料，指出岁差周期已持续了 200 ka 以上。首先，非洲干旱区曾多次因降雨剧增而出现大湖，随后季风减弱湖泊趋于干涸，这种现象每隔 2 万年周而复始(Pokras and Mix, 1987)。非洲夏季风强盛还会引起尼罗河泛滥，为缺氧的地中海带来大量的营养元素导致硅藻爆发，致使每隔 2 万年在海底形成腐泥层(Rossignol-Stick, 1983)。同样，在南亚季风的驱动下，阿拉伯海的生产力变化也有 2 万年的岁差周期(Reichart and Lourens, 1998)，而且从印度洋可以一直追踪到赤道太平洋(Beaufor, *et al*. 2001)。极低冰芯气泡中的 δ^{18}O 受全球冰盖涨缩和植被大小的双重影响，有明显的岁差周期。如果将气泡中 δ^{18}O 值减去深海底栖有孔虫的 δ^{18}O 以消除冰盖的影响，两者的差值就是所谓的“Dole 效应”(Bender *et al*. 1994)，能反映全球植被大小，而这个变化，恰恰也是以 2 万年周期为主(Shakleton, 2000)。冰芯气泡中的 CH_4 浓度变化主要是 2 万年周期，而 CH_4 浓度主要取决于北半球热带湿地(Brook *et al*. 1996)，这些都说

明夏季风变化受控于岁差周期(Ruddiman and Raymo,2003)。图 2.41 给出一组序列,(a)中国石笋 $\delta^{18}O$,虚线为 65°N 夏季太阳辐射,(b)南极东方站气泡 $\delta^{18}O$,(c)北非季风指数,虚线 20°N 7 月太阳辐射,(d)太阳辐射,实线 20°N 7 月,虚线 30°S 1 月,(e)南非季风指数,虚线 30°S 1 月太阳辐射。比较图 2.41(a)及(c),可以看出北半球非洲和东亚季风的变化相当一致,但是与南半球非洲季风相反(图 2.41e),并且两个半球的季风分别与其所在低纬度太阳辐射变化一致。这再次明确地证明季风是受岁差驱动的(Partridge *et al*. 1997)。岁差对气候变化的影响,最主要就表现在夏季风的变化上(刘晓东,石正国,2009)。

但是,岁差的气候影响受控于地球绕日轨道偏心率周期,即 100 ka 短周期及 400 ka 长周期(汪品先,2009)。Berger(1977)早就指出天文上最重要的偏心率周期是 400 ka 长周期。因为当偏心率非常小时,远日点与近日点接收到的太阳辐射差也小。不过,目前正处在偏心率低点,但是岁差对全新世气候仍然有这样大的影响,可以想象偏心率大时岁差对气候的影响是何等之激烈。

近 10 a 来已经有了大量的新生代早期,即第三纪的晚渐新世、中新世、上新世的 400 ka 周期证据(Pälike *et al*. 2006a;2006b;汪品先等,2003)。如 1.1 节所述,那时已经具备了季风发展的条件。这种 400 ka 周期表现为:偏心率高值期岁差引起的气候变化幅度大、季风不断加强、腐泥层成束出现、碳同位素变轻、而且由于硅藻发育和陆源碎屑物多、碳酸盐含量低下;偏心率低值期岁差引起的气候变化幅度小、季风总体偏弱、陆地营养元素供应不足、碳同位素变重、碳酸盐含量增高。但是进入更新世大约在 1.6 Ma 以后,400 ka周期突然受到干扰,本来应该在 1.2、0.8 及 0.4 Ma偏心率低值期出现的 $\delta^{13}C$ 峰值却出现在 1.0 及 0.5 Ma。汪品先(2009)认为这可能是受到两极冰盖形成的影响。更新世中期以来两极冰盖是 6 亿年以来非常独特的气候特点。这可能在一定程度上说明更新世冰期—间冰期旋回韵律的变化。

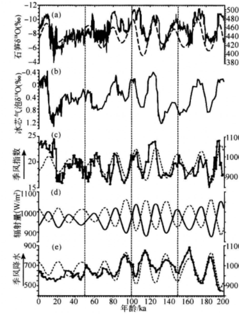


图 2.41　近 20 万年南北半球季风变化与岁差的关系

a. 东亚季风,虚线 65°N 夏季太阳辐射;b. 南极东方站气泡 $\delta^{18}O$;c. 北非季风,虚线 20°N 7 月太阳辐射;d. 太阳辐射,实线 20°N 7 月,虚线 30°S 1 月;e. 南非季风,虚线 30°S 1 月太阳辐射(汪品先,2009)

2.4　全新世夏季风

2.4.1　全球季风的概念

全球季风是 21 世纪才提出来的新概念(Trenberth *et al*. 2000;Wang and Lin,2002;Wang and Ding,2006;Wang and Ding,2008)。现代气候学的全球季风与经典气候学的季风概念有三点不同:(1)现代气候学把季风视为全球现象,而不像经典气候学把季风视为局地现象、认为季风是二级环流(西风环流为一级环流);(2)现代气候学认为季风形成的机制是 ITCZ 随季节的移动,而不是像经典气候学仅仅把季风视为局地近地面风的季节性反转;(3)现代气候学认为全球热带至少有六个地区可称为季风区,而经典气候几乎均只强调亚非澳的季风区。把季风区扩大到海上是季风研究的一个新发展。

由于全球季风被视为大气—陆地—海洋系统对太阳辐射强迫年变化的响应,全球季风控制了热带降水及对流层大气的季节变化。夏湿、冬干是季风气候的主要特征。因此,用夏、冬降水量差来代表季风,称为季风降水指数(Monsoon Precipitation Index,MPI)。

$$MPI = ARP/AMP$$

式中 ARP 即夏季—冬季降水量差。北半球夏季用 5—9 月,冬季用 11 月—翌年 3 月。南半球夏季用 11

月—翌年 3 月，冬季用 5—9 月。AMP 为平均年降水量。因此 MPI 即夏—冬降水量差占年降水量的百分比。经过试验，Wang 和 Ding(2008)用 ARP>300 mm、MPI>50%来定义季风区。其中 MPI>50%保证有足够大的降水量季节变化，由此可以排除赤道终年多雨带，那里夏季有足够的降水量，但无显著的季节变化。ARP>300 mm 则可以排除干旱—半干旱区，那里有足够的降水量季节变化，而且夏湿、冬干，但是即使夏季也没有足够的降水量。Wang 和 Lin(2002)曾采用 6—8 月及 12 月—翌年 2 月降水量差>180 mm，夏季降水量超过年降水量序列 35%来定义亚洲季风区。根据全球季风 MPI 划定的亚洲季风区，与 Wang 和 Lin(2002)得到的结果基本一致。根据 Wang 和 Ding (2008)定义，全球共 6～7 个季风区，大体上在 10°—25°N 及 10°—25°S 分列于赤道两侧：即北美季风、南美季风、北非季风、南非季风、亚洲季风，f 澳洲—印尼季风区。由于亚洲季风又经常分为东亚季风和南亚季风。所以也可认为是七个季风区。

这样得到的季风区确实与经典气候学不同。经典气候学对季风区有两项研究：(1)原苏联赫罗莫夫 1956 年(高由禧等，1962)认为 1 月及 7 月盛行风向差(季风角)在 120°—180°之间为季风区。这样从北极到 40°S 共六个季风带：北极、亚洲北部、太平洋北部、太平洋中部、亚非地区及南美—南非—澳大利亚南部。这实际把西风带移动造成的季节性风向变化与海陆热力差异季节变化造成的风向变化混为一谈。高由禧等(1962)曾对此进行了详细分析。不过根据赫罗莫夫的研究，亚洲地区也是世界上季风最显著的地区。按照盛行风频率<40%，40%～60%，及>60%可以把季风区分为弱、中、强三类，而亚洲地区大部为强季风。这个区大体上呈横 V 形，尖端在西非，向东季风区南北加宽，到东亚分为两支，一支指向东北到达朝鲜半岛及日本，一支指向东南经东南亚伸向澳大利亚北部；(2)另一项是 Ramage(1971)的工作，原理与赫罗莫夫相同，以季风角>120°，盛行风频率>40%为季风区。Wang 和 Ding(2008)认为根据另一个季风指数 WMI 定义的季风区与 Ramage(1971)的结果有很大的一致性。MWI 的计算方法与 MPI 一样，不过用 850 hPa 纬向风代替降水量。按照 MWI 亚非季风区联成一片，包括赤道在内，而不像按照 MPI 划出的季风明显在赤道南、北两侧各组成一个东西向的带。MWI 的季风区也可以明显地看出南北半球各有一个中心。不过，从物理学的角度看，西风区与降水量是有联系的，因为降水为一潜热源可以驱动风的变化。所以，在全球季风研究中，多以应用 MPI 划分的季风区为准。图 2.42 给出根据旧的季风定义得到的亚非季风区(上)、ITCZ(中)和全球季风定义的季风区(下)。

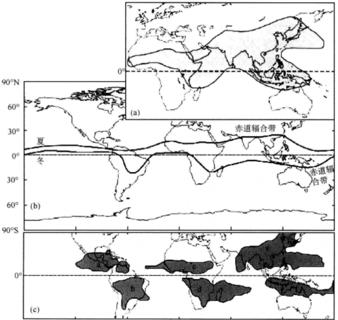


图 2.42　根据旧的季风定义得到的亚非季风区(上)、ITCZ(中)和全球季风定义的季风区(下)

a. 北美季风；b. 南美季风；c. 北非季风；d. 南非季风；e. 亚洲季风；f. 澳洲—印尼季风(汪品先，2009)

全球季风的概念改变了气候学，也改变了古气候学。汪品先(2009)首先把全球季风的概念引入古气候学研究。他的一个重要观点就是：过去的古气候学研究中总是把高纬过程的冰盖视为古气候的源，而把低纬过程季风只看作对冰盖的补充，只有当冰盖的变化不能完全解释气候变化时才求助于季风。而全球季风的观点则认为低纬过程也是一个气候变化的驱动力。季风变化的根本原因依然是地球轨道要素，但是季风的变化并不直接依赖于冰盖的变化。以冰盖消长为主要特征的冰期—间冰期旋回在近 800 ka 以 100 ka 周期为主。而由岁差决定的季风循环则以准 20 ka 周期为主，两者是迥然不同的。全新世开始(11.5 ka)大约是夏季北半球太阳辐射最强的时期，至今经过了 11.5 ka，正好是岁差周期的一半，太阳辐射达到最低。因此，全新世季风(这里指夏季风)持续减弱。汪品先(2009)给出四个区季风序列(图 2.43)，说明全新世季风变化一致趋势。全新世是间冰期，北美及欧洲两大冰盖消融，但是全新世夏季风却没有随着冰盖的消融而不断增强，这正好说明季风变化与冰盖的变化并不是亦步亦趋的。

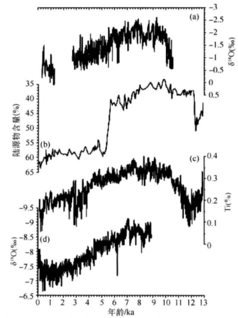


图 2.43 全新世北半球季风演变的共同趋势

(a)南亚季风(阿曼石笋 $\delta^{18}O$,‰)；(b)北非季风(ODP 658 陆源物质,%)；(c)北非季风(ODP 1102 Ti 含量,%)；(d)东亚季风(董哥洞石笋 $\delta^{18}O$,‰)(汪品先,2009)

2.4.2 东亚季风

Chen 等(2008)分析了中亚、中国新疆、蒙古国到中国内蒙古北部受西风影响的干旱带全新世的气候变化。代用资料为湖泊沉积的 $\delta^{18}O$、孢粉、硅藻等。把湿度变化分为 0～4 级共 5 级，0 级最干，4 级最湿。图 2.44 为 11 个站的干湿变化，及 11 个站的平均情况，时间分辨率为 200 a。11 个站点的位置见图 2.45 左上方的图。图 2.44 中 11～8 ka 的灰色条纹表示干旱。Chen 等(2008)着重指出中国新疆与中亚到蒙古国一带的干湿变化一致，早全新世(11～8 ka)干旱，中全新世(8～5 ka)湿润，晚全新世(2～1 ka)中等湿润(图 2.45)。季风区与中亚干旱区的干旱变化不同，早全新世气候湿润，中全新世湿度已有所下降，晚全新世气候干旱，这种趋势一直持续到近 2 ka。

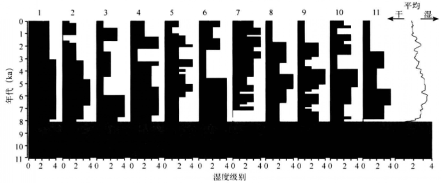


图 2.44 中亚干旱区 11 个站及平均干旱级

0 级最干，4 级最湿，灰色条文表示早全新世干旱，站点位置见图 2.45 左上(Chen *et al*. 2008)

An C-B 等(2006)研究了中国西部 23 个点的古气候记录。所用代用资料包括湖泊沉积的孢粉、泥炭、黄土 $\delta^{13}C$ 和有机物、冰芯 $\delta^{18}O$ 等。根据这些资料对 9、6、2.5 ka 三个时期植被状况作出判断(图 2.46)。其结论基本上与 Chen 等(2008)的工作一致,不过 An C-B 的工作发表在前。首先可以从图 2.46看出新疆是与夏季风边缘区(图中虚线)附近的情况不同的。最湿润的时期是中全新世,早全新世及晚全新世那里的植物景观是沙漠或沙漠草原,而中全新世以草原为主。干旱区与半干旱区的交界,也是夏季风活动的北缘则与之不同,早全新世以草原为主,内蒙古东部为森林—草原,中全新世森林—草原面积扩大,还有部分针叶、阔叶混合林,晚全新世则又退回到草原。

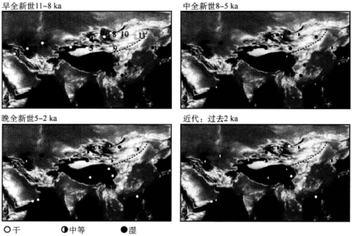


图 2.45　中亚干旱区(1～11)及季风区(a—h)四个时期干湿分布

11～8 ka,8～5 ka,5～2 ka,2～0 ka(Chen *et al*. 2008)

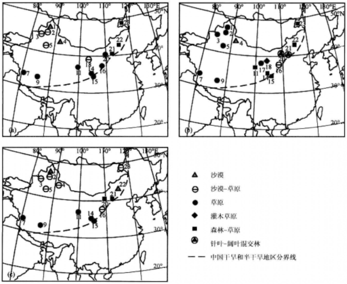


图 2.46　全新世中国西北部植被覆盖变化

a. 9 kaBP;b. 6 kaBP;c. 2.5 kaBP(An C-B *et al*. 2006)

Morrill 等(2003)根据中东到印度 13 个点及中国范围 23 个点，总共 36 个点的古气候记录研究了亚洲夏季风的变化。代用资料以湖泊沉积 TOC 和 $\delta^{13}C$、海洋沉积硅藻、$\delta^{18}O$ 和 $\delta^{13}C$、黄土磁化率和 TOC 为主。认为西部气候变化反映了西南季风(或印度季风)，东部中国的资料大部分反映东亚季风。由于希望能够反映气候突变，选择资料要求时间分辨率早期达到 250 a，晚期达到 50 a。图 2.47 给出全新世四个时期的干湿分布。从这份资料来看全新世西南季风与东亚季风的变化趋势基本上是一致的。这在 2.4.1 节中已经讲过。不过这里提供了更多的空间分布信息。13 ka(图 2.47g)属于冰消期，资料也不完备姑且不论，早全新世(图 2.47e，11.5 ka)两个地区气候湿润，表明夏季风强。中全新世(图 2.47c，5～4.5 ka)中国气候以冷干为主，表示夏季风弱，但是南亚季风的信号不一致。晚全新世(图 2.47a，1.3 ka)中国东部季风区气候以湿润为主，但南海冷干，东亚也干旱。同一时期，西南季风信号不强，只有个别干旱反映，说明尚需要收集更多的资料来确认其气候变化趋势。

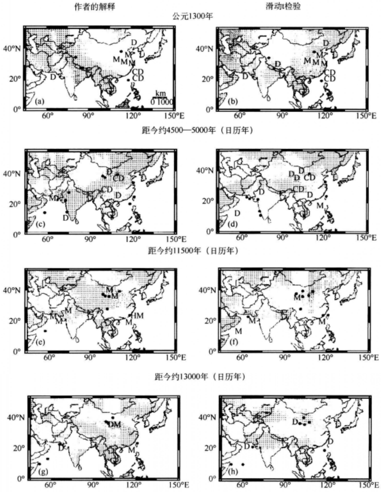


图 2.47　亚洲季风区全新世的气候变化趋势

M—湿润，D—干旱，CD—冷干，HM—暖湿，黑点表示有记录但气候趋势不明显(Morrill *et al*. 2003)

王绍武等(2009)利用大气环流模式模拟了全新世以岁差影响为主的太阳辐射变化对中国夏季降水的影响。对全新世做了 12 个切片积分，即 11 ka，10 ka，…，0 ka，每个切片积分 15 a，取后 10 a 作为该切片所对应时段的平均状况。对 12 个切片中国夏季降水量变化做 EOF 分析，EOF1 占气候变化总方差的

75.8%,其空间分布特征是从青藏高原经内蒙古到中国东北的一个宽的正距平带,其时间系数在全新世持续下降,很好地反映出夏季风减弱的趋势。考虑到模拟的中国夏季降水平均在 9 kaBP 最高,EOF1 的时间系数 PC1 在 1 ka 最低,所以计算了模拟得到的夏季降水量从 9 ka 到 1 ka 的变化趋势,并折合为平均降水量的百分率。这样就可以得到一个概念:全新世中国各地降水量下降多少百分率(图 2.48)。从图 2.48 可以看出,青藏高原是降水量减少最多的地区。然后,由此向北向东,经过内蒙古到东北是一个降水减少最明显的地带,其东南边缘与气候上农牧交错带、或干旱、半干旱区分界相当一致,虽然由于模式本身有系统误差,这个带看来还是比观测结果略偏西北了一些。这个带降水量减少了 10%到 30%,此外江南也有一个降水量减少的带,古气候研究用的石笋所在洞穴就在那一带。因此,可以说模拟结果与古气候资料有很大的一致性。由于是大气环流模式,在模拟中,可以说基本上只考虑了岁差的影响,因此也不可能考虑到 AMOC 变化的影响或其他外强迫因子的影响,以及气候系统内部各圈层之间的相互作用。但是,这还是证明全新世中国夏季风降水量的变化趋势主要受岁差影响。

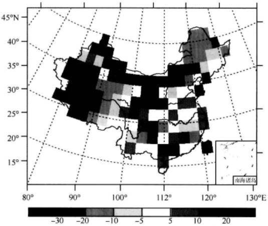


图 2.48 大气环流模式模拟的全新世(9 ka~1 ka)中国夏季降水量变化,占平均降水量的百分比(%)(王绍武等,2009)

2.4.3 南亚季风

Flitmann 等(2007)分析了阿曼及也门四个石笋记录,以及从阿拉伯到印度的大量陆地及近海沉积记录。图 2.49 给出 13 个序列,从这里可以看到全新世 ITCZ 的南退及南亚季风减弱的趋势。①到⑤为古湖泊记录,阴影表示有湖泊,气候湿润,ASR(Aeolian Sand Reactivation)即风成沙再次活跃,D 表示无水,横线表示冬季降水。⑥及⑦为石笋 $\delta^{18}O$,负值更大表示降水多。阿曼北部 10~9.2 ka 负值加大(⑥),阿曼南部 10.6~9.8 ka 负值加大(⑦)。进入湿润期大约 6.3 ka 负值突然减小,湿润期结束,这与上述湖泊变化的记录是一致的。⑧阿拉伯海北部的陆源物质反映了大陆上气候的湿润度,气候干旱时从大陆来的风成粉尘量大,因此纵坐标是向下的。⑨有机碳(%),虽然这里不直接在涌升区,但 TOC 高表示阿拉伯海涌升强(即西南季风强)。⑩及⑪正好在索马里海域涌升区阿曼海域有孔虫 GB(⑩),氮同位素(⑪)均反映了涌升强度,也意味着西南季风强度。这些序列都表明全新世 ITCZ 南移,西南季风减弱。

⑫东阿拉伯海两个地点^{18}O 的差代表了蒸发与降水的差(E-P)及表层海水盐度,负差值反映了印度半岛南端季风降水量大,因此径流量大。⑬分析区最南部 Dimarshim 洞石笋 $\delta^{18}O$,反映了 ITCZ 南退的情况。因为那里在春季及秋季降水增加,这说明 ITCZ 在夏季北进的时间缩短,也就是夏季风缩短。所以印度半岛南端及亚丁湾口降水量增加,意味着 ITCZ 的南退,这种情况在 4.4 kaBP 之后十分明显。

总之 Flitamann 等(2007)的分析表明,早全新世(10.5~9.5 ka)夏季 ITCZ 的纬度很快北移,但是这

时仍受到格陵兰冰盖的影响，在 9.2 ka 及 8.2 ka 有两次短时间的弱季风事件。不过这段时期总的讲夏季风是强的，从 7.8 ka 开始夏季 ITCZ 的位置持续南移，夏季风强度及降水也逐步下降，夏季风季节的长度也在缩短，总的讲在 5～4 ka 之间没有普遍性的气候突变。晚全新世接近赤道地区降水量增加这反映了 ITCZ 的南退及夏季风季节的缩短。

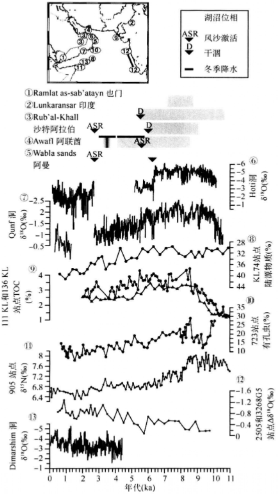


图 2.49 全新世 ITCZ 与南亚季风

①～⑤阿拉伯半岛和印度北部古湖泊记录，阴影表示有湖泊，气候湿润，⑥Hoti 洞石笋 $\delta^{18}O$(‰)，⑦Qunf洞石笋 $\delta^{18}O$(‰)，⑧陆源物质(%)，⑨TOC(%)，⑩有孔虫 GB(%)，⑪$\delta^{15}N$(‰)，⑫$\Delta^{18}Osac$(‰)，⑬Dimarshim 洞石笋 $\delta^{18}O$(‰)(Flitmann *et al*. 2007)

这里有一个问题就是中全新世南亚季风的减弱是突然发生的，还是持续性的演变。对此有两种不同的意见：一种意见认为南亚季风是在 5～4.5 kaBP 突然减弱的(Morrill *et al*. 2003)，另一种意见则认为是逐渐变化的(Gupta *et al*. 2003；Flitmann *et al*. 2003)。从现有的资料来看没有普遍性的突变。Morrill 等(2003)发现的突变仅限于个别地区，这可能与其地理位置有关。例如，处于分析区域北部的 Hoti 洞石笋记录有中断，也可能反映那时气候突然变干。这可能与 ITCZ 的南撤有关。

Staubwasser(2006)主要分析了南亚陆地的夏季风降水变化气候序列(图 2.50)，指出南亚夏季风变化的

影响有区域性。可以分为三个区：南亚北部包括恒河—布拉马普特拉河，西北部印度河流域，及印度半岛。从恒河—布拉马普特拉河到孟加拉湾早到中全新世气候湿润，以后随之而来的是长期减弱趋势。这与阿拉伯海到阿曼的记录是一致的。但是印度河的径流量主要受冬、春降水控制。印度半岛西南部则在晚全新世降水有增加的趋势。这与 Flitmann 等(2007)的结论一致，不过 Staubwasser 的论文发表在前。

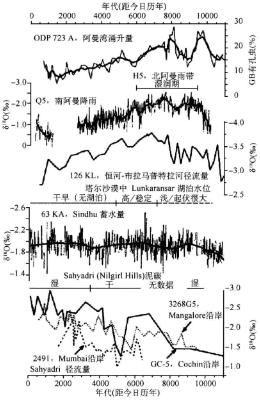


图 2.50　全新世南亚季风变化

自上而下：ODP723A 有孔虫 GB(%)，北阿曼降水，南阿曼降水，恒河—布拉马普特拉河径流量($\delta^{18}O$，‰)，塔尔沙漠湖泊水位，印度河径流量，印度半岛西岸泥炭，及最后三个序列为靠近印度半岛西海岸海洋沉积 $\delta^{18}O$(‰)(Staubwasser，2006)

2.4.4　非洲季风

现代撒哈拉沙漠以北冬季西风带南移带来降水，而南部夏季受 ITCZ 影响产生降水。两种降水机制互不交错。所以 20°—30°N 形成一个真正的干旱带冬雨与夏雨影响的分界线在 21°—23°N。水分平衡在非洲的气候变化中占有重要的地位。温度对蒸发影响的重要性超过了温度变化本身。因此，全新世非洲的气候变化主要表现为降水量的变化。影响降水量变化的是地球轨道要素变化引起太阳辐射变化，主要是岁差变化。岁差有 19～23 ka 周期。21 ka 北半球夏季太阳辐射最弱，10 ka 太阳辐射最强。太阳辐射强时，非洲夏季风强，降水量增加。研究表明夏季 20°N 太阳辐射超过现在 4.2%是一个阈值。超出这个值时气候湿润，低于这个值时气候干旱。按照这个标准 15～5 ka 北非应该气候湿润。北非干旱与半干旱带在 15±0.5 ka 及 11.5～10.8 ka 两次气候转湿。但是中间 12.4 ka 前后为与 YD 有关的干旱事件中断，因此北非湿润期大致上从 10.5 ka 开始。夏季风应该在 9.4 ka 最强。撒哈拉的湖泊资料表明，在非洲湿润期植被自南向北朝着沙漠推进，树木及热带大草原(萨瓦纳)覆盖了现在的萨赫勒地区。而草原覆

盖了现在极度干旱的沙漠。这意味着年降水量可能比现代高 350 mm。如果那时还有真正意义上的沙漠的话，范围也大为收缩。

热带非洲和赤道非洲与北边干旱半干旱带的变化一致。YD 之后降水量增加了 35%～45%，水灌满了大裂谷的大大小小湖泊，使得非洲的主要水系连为一体。但是这种“北部”型，即与北半球太阳辐射变化一致的气候变化特点一直覆盖了到达 9°S 的地区，对 15°S 还有一定影响(Verschuren *et al*. 2004)。

Collins 等(2011)的研究，专门揭示了南半球热带非洲气候湿润度与北半球热带变化一致的特点。他们共收集了分布于 20°N—20°S 之间非洲西岸沿海的八个海洋沉积的 $\delta^{13}C$ 记录。因为 C_3 植物与 C_4 植物的 $\delta^{13}C$ 值分别为 −35.2‰及 −21.7‰，所以可以根据 $\delta^{13}C$ 来判断 C_3 植物与 C_4 植物的百分比。C_3 植物主要由树及灌木组成，C_4 植物为草及蓑衣草。根据现代 C_3 植物及 C_4 植物所占百分比，可以推算年降水量、湿季长度。图 2.51 给出四个时期 $\delta^{13}C$(‰)、C_3 植物(%)、湿季长度(月)及年降水量(cm/mon)，四个时期即 LGM(23～19 ka)、H_1(19～16 ka)、中全新世(8～6 ka)、及晚全新世(2～0 ka)。可见 LGM 与 H_1 情况类似，21°—12°N 及 6°S 到 17°S 降水量低于晚全新世，而接近赤道的地区则高于晚全新世。中全新世 21°—12°N 及 17°S 植被与晚全新世相同，但是 9°N—12°S 中全新世则比晚全新世湿润的多，那时湿季长度可能达到(8±1)个月，而晚全新世只有(6±1)个月，年降水量约 1560 mm/a，而晚全新世只有 1320 mm/a。中全新世 9°N—12°S 湿季长度增加，雨带的纬度宽度加大，降水强度增强。然而，图 2.51 的最引人注意的特征是两个半球热带湿度变化的一致性。这与根据岁差所作的模拟的结果相矛盾。因为南半球太阳辐射变化与北半球相反，本来应该预期南半球降水量的变化与北半球相反。

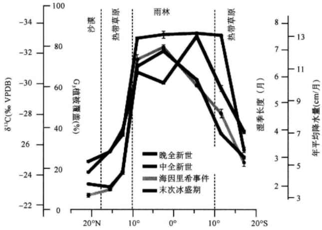


图 2.51　LGM 到全新世 4 个时期热带非洲植被类型变化(Collins *et al*. 2011)

确实南半球热带非洲湿润度的变化并不同北半球热带非洲相反，而是与之相似。这表明，受岁差影响的南半球太阳辐射变化并没有能够左右南半球热带非洲的湿润度变化。但是，只应用地貌资料，时间分辨率低，资料定量性差，南半球热带非洲的高分辨率记录十分缺乏。Chase 等(2010)分析了南部非洲西岸纳米比亚北部面向西北的喀斯特山洞石化蹄兔粪堆(rock hyrax middens)，对 $\delta^{15}N$ 做了分析，时间分辨率可达 20～55 a。通过食物可以反映植物的 $\delta^{15}N$，$\delta^{15}N$ 增加表示气候干旱。这样就对全新世南半球热带非洲的干湿变化有了明确的认识(图 2.52a，b)。并且这种变化与南半球非洲的其他海陆资料有很大的一致性。图 2.52d 为南半球非洲西海岸奔给拉冷洋流涌升区 Np 有孔虫(%)，反映了涌升强度。图 2.52e，f 为南非东北部 Cold Air 洞石笋的灰度和 $\delta^{13}C$，反映那里的干湿的变化。图 2.52g 为纳米比亚以北安哥拉沿海 ODP1078 草孢粉的百分比。图 2.52h 为安哥拉北部与刚果交界的刚果河口 δ^{D}。

所有这些资料所处的地理范围大体在 5°—25°S 之间，无论陆地还是海洋资料都反映了大体相同的趋势；早—中全新世气候湿润，晚全新世气候变干，特别 4.0～2.5 ka 干旱趋势十分明显(图 2.52 阴影区)。而且，这种趋势与 15°N 7 月的太阳辐射变化一致，却与 15°S 1 月的太阳辐射变化趋势相反

(图 2.52i)。这就是说,南半球热带非洲的干湿变化是与北半球热带非洲一致的。Chase 等(2010)认为这可能说明整个非洲季风系统受控于北半球夏季太阳辐射,这种半球间的一致性可能是影响两个半球副热带反气旋的结果。

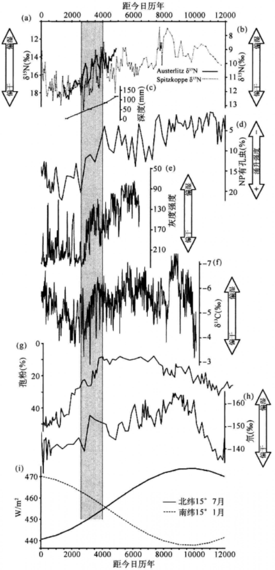


图 2.52　全新世南半球热带非洲的干湿变化

a,b. 纳米比亚 Austerlitz 及 Spitzkoppe $\delta^{15}N$(‰);c. 年龄深度曲线;d. 奔给拉洋流涌升区 Np 有孔虫(%);e. 南非 Cold Air 洞 $\delta^{13}C$;g. 安哥拉中部沿海草孢粉(%);h. 刚果河口 δD;i. 15°N 及 15°S 夏季太阳辐射(Chase *et al*. 2010)

不过全新世两个半球热带非洲气候湿润度变化的一致,并不意味着岁差对非洲气候的影响总是以北半球为主。Partridge 等(1997)就曾指出近 200 ka 南部非洲与北部非洲季风的变化是相反的,而且与当地的太阳辐射变化一致。从 350 ka 到 70 ka 也保持两个半球相反(Scholz *et al*. 2007)。因此,全新世两个半球的一致可能并不是一个规律,而在某种程度上是例外。这说明南半球热带非洲的气

候湿润度变化有时并不受当地太阳辐射控制。但是为什么或是否受北半球夏季太阳辐射变化控制则是一个需要进一步研究的问题。不过还有一点要说明，虽然两个半球热带非洲的气候湿润度变化是一致的，但是南美南半球气候湿润度的变化则是与北半球相反的，这我们在 2.4.5 节再讨论。Chase 等(2010)认为这与非洲和南美海陆分布不同有关。

南半球副热带，在 11～7.5 ka 气候冷干，只有 6.5～5.1 ka 气候湿润，表现出为"南部"型，即与南半球太阳辐射变化一致的气候变化特点。有"南部"型气候变化特点的最北位置是马拉维(10°—14°S)，那里 10.5～5 ka 气候比现代干燥。在南非西南部的冬雨区，10 ka 由于太阳辐射处于最弱。蒸发减少气候相对湿润。但是，很快 7.5 ka 之后气候变干。所以，南半球非洲很少表现出岁差的影响，即与北半球湿润期相反的"南部"型气候变化特征。大多数情况是与北半球湿润期不一致，也不完全相反。

2.4.5　美洲季风

Haug 等(2001)利用南美委内瑞拉沿海加里阿科盆地(Cariaco Basin)的深海沉积铁(Fe)和钛(Ti)含量研究了降水量的变化。沉积钻探 ODP1002C(约 11°N，65°W)，水深 893 m，沉积 170 m，最上层 5.5 m 相当14.5 ka，沉积率约 30 cm/ka，每隔 2 mm 取样，相当分辨率 4～5 a。那里夏季 ITCZ 几乎正在头顶，其南部奥里诺科河(Orinoco River)输送陆源物质，沉积于海底。夏、秋季多淤泥为深色沉积。冬、春季 ITCZ 南移，信风增加，涌升加强，多生物硅石及碳酸物，沉积色浅。Fe 及 Ti 的浓度变化非常一致；新仙女木事件(YD)时(12.6～11.5 ka)浓度低。说明气候干燥。前北部时期(11.5～10.5 ka)浓度增加。在大暖期(Thermal Maximum)(10.5～5.4 ka)浓度最高。表明早全新世降水多。5 ka 之后降水量持续减少。但是在这个大的变化背景上，还有几次短时期的干旱；8.3～7.8 ka，5 ka，3.8～2.8 ka 及 0.55～0.2 ka。8.3～7.8 ka 处于大暖期的湿润期中可能与 8.2 ka 的冷事件有关，5 ka 的干旱标志着湿润期的结束。3.8～2.8 ka 的干旱最强烈，其强度与 YD 事件相当，其中有四次干旱，发生于 3.8，3.4，3.0 及 2.8 kaBP。以后在中世纪，主要在 1.05～0.9 ka，Fe 及 Ti 浓度也偏高，但不很稳定，偏高的程度也不很大，还达不到大暖期时 Ti 浓度的一半。最后一次干旱是 0.55～0.2 ka(AD1400—1750)，即相当 LIA。总之，南美洲北部的湿润期(10.5～5.4 ka)同非洲的湿润期基本一致(deMenocel，*et al*. 2000)。全新世后期的干旱，海地的湖泊记录(Hodell *et al*. 1991)及委内瑞拉北部巴伦西亚湖附近的孢粉记录(Bradbury，*et al*. 1981)证明也有类似的干旱趋势。图 2.53 及表 2.13 给出全新世海地的气候分期。可见其变化趋势也反映了北半球夏季太阳辐射的影响。

表 2.13　全新世加勒比海海地气候分期(Hodell *et al*. 1991)

孢粉带	时间 ka(^{14}C 年)	气候	湖泊水位	植被
P_6	1.0～0	持续干旱	低	人类活动影响
P_5	2.5～1.0	干旱	很快下降	干旱森林，野草
P_4	3.9～2.5	湿润下降	较高	成熟湿地森林
P_3	5.4～3.9	高湿润	高	最早湿地森林
P_2	8.2～5.4	湿润增加	很快上升	中等程度森林
P_1	>10.4～8.2	干旱	低于现代	沙漠棕榈，山区灌木

南半球的干湿是能够说明 ITCZ 移动的重要证据。的的喀喀湖(16°S，69°W)在晚全新世(4～2.4 ka)及 LIA 湿润(Baker *et al*. 2001)。亚马逊南部的孢粉记录也说明晚全新世湿润，常绿森林向南扩展(Mayle *et al*. 2000)，一般认为 ITCZ 的南移与地球轨道要素的变化有关，与岁差 21 ka 周期有关的太阳辐射在晚全新世南半球有更大的季节性，而北半球季节性较小。因此推动 ITCZ 向北的能力减弱，而向南的能力增加。所以，加里阿科降水量减少，而亚马逊降水增加。Seltzer 等(2000)分析了 Junin 湖方解石 $\delta^{18}O$，认为这代表蒸发强度，同时分析了 Nevado Huascaran 冰 $\delta^{18}O$，认为这代表降水(图 2.54A)，两者相减的指数代表蒸发—降水(图 2.54B)，指数正值愈大说明蒸发愈强。所以，从这个指数看全新世气候由干变湿，这同东亚、北非、南亚、南美北部的变化趋势正好相反。Wang X 等(2006)也发现巴西东南部降水量变化与北半球是相反的。

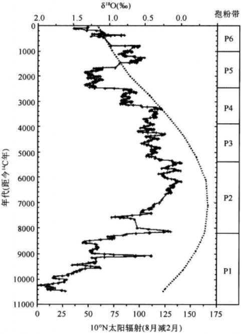


图 2.53　全新世海地 Mirazoane 湖 $\delta^{18}O$，虚线 10°N 8 月—2 月太阳辐射差(Hodell *et al*. 1991)

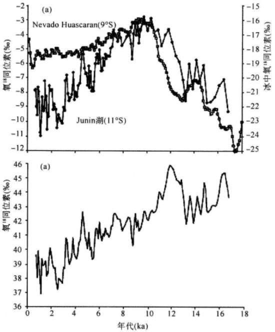


图 2.54　全新世南美气候湿润度变化

a. Navado Huascaran 及 Junin 湖 $\delta^{18}O$；b. $\Delta\delta^{18}$ Ocalcite-ice(‰)(Seltzer *et al*. 2000)

2.4.6　澳洲季风与 ENSO

澳大利亚的陆地面积比亚洲大陆小，并且没有高原，这似乎不利于季风发展。但是，模拟试验表明，地球轨道要素对澳大利亚夏季风仍然有重要的影响。不过，不仅是岁差，地轴倾角也有影响(Wyrwoll *et al*. 2007)。Magee 等(2004)分析了近 150 ka 澳大利亚南部 Eyre 湖的记录，发现末次间冰期的湿润气候与北半球 50°N 1 月太阳辐射最低值有很好的对应关系，而不是同南半球 20°S 1 月的太阳辐射最高值对应(图 2.55)。认为这反映北半球冬季西伯利亚高压的影响。Holbourn 等(2005)根据印度洋最东部帝汶海 MD01-2378 沉积的海洋生产力等代用资料，发现有 100 ka，23 ka 及 19 ka 周期。Kershaw 等(2003)分析了澳大利亚北部四个海洋沉积的孢粉及碳通量等，发现有 100 ka，41 ka，23/19 ka 周期。所有这些工作均证明澳大利亚夏季风受岁差影响。

Griffiths 等(2009)指出全新世澳大利亚—印度尼西亚夏季风与东亚夏季风完全不同。图 2.56 给出五个全新世石笋 $\delta^{18}O$ 序列，c 为印度尼西亚的两个序列，d 为巴西，b 为文莱，这四个序列大体上保持同一趋势，即全新世以来气候湿润度增加，这是与上面谈到的东亚、南亚、非洲及南美北部的趋势完全不同的。以图 2.56a 中国的序列为代表，全新世气候湿润度是下降的。印度尼西亚夏季风降水与海平面变化及 20°S 12 月太阳辐射变化有很大的一致性。这表明印度尼西亚夏季风变化是受南半球夏季太阳辐射控制的。这同南美洲的情况类似。

图 2.56c 为印度尼西亚夏季风降水，显示了与北半球夏季风降水变化相反的态势。但是澳大利亚的情况则可能有所不同。因为夏季南半球 ITCZ 在澳大利亚北部，澳大利亚南部处于 ITCZ 以南，即偏向南半球高纬一侧，因此，澳大利亚南部的气候变化可能与中部或北部不同。Quigley 等(2010)列举了一系列澳大利亚南部的古气候变化信号，其地理位置大体上沿 30°S(图 2.57)。这些资料表明 11.5～8.0 ka 气候湿润度略有增加，8.0～5.0 ka 气候湿润度最高，最为湿润的是 7.0～6.0 ka，5.0 ka 之后气候变得干

旱。这与印度尼西亚及巴西西南部并不完全相同。Quigley 等(2010)把这个气候特点与 ENSO 变化联系起来,在 7.0 ka ENSO 最弱,减少了带来干旱的 El Niño 事件频率。总的气候状态类似 La Niña,大气中水汽增加,ITCZ 南移,澳大利亚夏季风增强。大约在 5.0 ka 前后,建立了类似 El Niño 的气候状态,气候干旱,但是气候变率增加,所以洪水期也增加。新西兰泥炭中尘粒来源的追踪表明 4.8 ka 是一个分界线,在此之前澳大利亚中部气候湿润,所以吹到新西兰的尘粒少,4.8 ka 之后澳大利亚干旱,尘粒增加(Marx *et al*. 2009),这与 Quigley 等(2010)的结论类似。

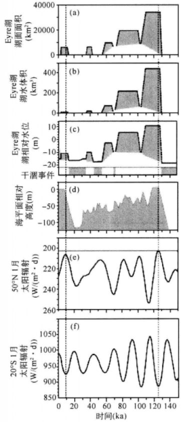


图 2.55　近 150 ka 澳大利亚 Eyre(艾尔)湖的记录与太阳辐射

a. 湖泊面积(km^2);b. 湖水量(km^3);c. 湖面高度(m);d. 海平面高度(m);e. 50°N 1 月太阳辐射(W/m^2d);f. 20°S 1 月太阳辐射(Magee *et al*. 2004)

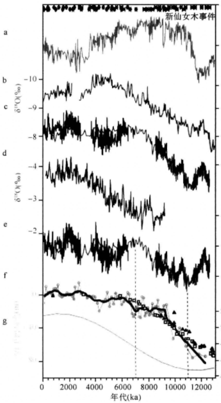


图 2.56　全新世印度尼西亚夏季风

a. 中国董哥洞石笋 $\delta^{18}O$(‰)(橙色);b. 文莱 Gunung Buda 石笋 $\delta^{18}O$(‰)(红色);c. 印度尼西亚 Liang Luar LR06-B1(蓝色)及 LR06-B3(粉红色)石笋 $\delta^{18}O$(‰);d. 巴西 Botuvera 洞石笋 $\delta^{18}O$(‰)(绿色);e. 印度尼西亚 Liang Luar$\delta^{18}O$(‰)(做了暖池 SST 订正);f. 海平面记录:红海(灰圈)、5 点滑动平均(黑线)、巴巴多斯(绿三角)、塔希提(黄方块),红虚线表示海平面高度与澳大利亚印度尼西亚夏季风降水同时增加;g. 20°S 12 月太阳辐射,YD 及黄色阴影表示新仙女木事件(Griffiths *et al*. 2009)

赤道东太平洋东部冷舌发展,所以 ITCZ 偏北。发生 El Niño 时 SST 上升,ITCZ 南移。因此,造成 ITCZ 南移的太阳辐射变化,可能也增加了 El Niño 的频率。有证据表明,5 ka ENSO 活动增加(Sandweiss *et al*. 1996;Moy *et al*. 2002)。厄瓜多尔高山湖泊沉积也证明现代的 ENSO 周期性是大约 5 ka 之后建立的,最大频率在 3.5～2.6 ka 以及近 0.66 ka(Rodbell *et al*. 1999)。澳大利亚的独立证据也说明 5 kaBP之后 ENSO 开始活跃(McGlone *et al*. 1992)。

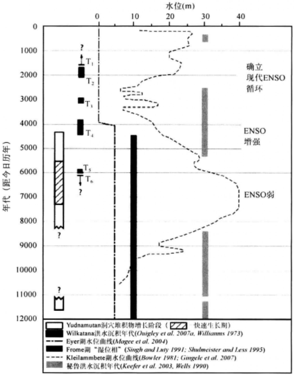


图 2.57　全新世澳大利亚气候与 ENSO 变率

自左向右：澳大利亚 Yudnamutana 流石，澳大利亚 Wil katana 洪水，Eyre 湖水位，Frome 湖湿润期，Keilambete 湖水位曲线，秘鲁洪水(Quigley *et al*. 2010)

2.5　小结

(1)对全新世气候，特别全新世早期气候影响最大的是末次冰期冰盛期(LGM)，这通常取为 21 ka，但实际是一个过程，不同地区达到最冷的时间也不同。所以，科学上取为 26.5～19.0 ka。LGM 之后进入冰消期，冰消期的最后为冰期结束期，末次冰期的结束期在 18.0～11.5 ka，冰期结束即进入间冰期全新世。

(2)冰消期冰盖消融，改变着全球的海陆分布，从 21 ka 到 6 ka 全球海平面上升 120 m。融水影响着全球大洋的环流。这两个方面都深深地影响着全球气候变化。但是冰消期的气候并不是稳定地由冷转暖，有老仙女木(OD)冷期(18.0～14.7 ka)，B/A 事件暖期(14.7～12.9 ka)，及新仙女木(YD)冷期(12.9～11.7 ka)。大体上与 B/A 事件对应，在南半球有一个冷期，即南极冷反转期(ACR)，这可能与热盐环流南北极的跷跷板式变化有关。

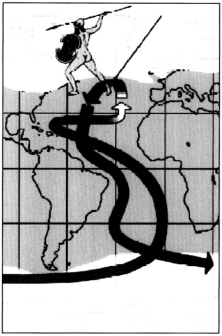
(3)全新世最暖的时期称为大暖期，不同地区大暖期出现的时间也不一样，北半球中、高纬在 8.0～3.5 ka 之间。施雅风把中国的大暖期定为 8.5～3.0 ka。全新世 9 ka 之前南极也比较暖，但是低纬度印度洋、热带太平洋在早—中全新世温度反而比较低。

(4)全新世北半球夏季温度呈下降趋势，大家公认这是受岁差影响造成的太阳辐射变化的结果。早全新世夏季温度高，季风区气候湿润。最典型的就是"非洲湿润期"(约 10.5～5.5 ka)，也有人认为湿润期可能开始于 15～14 ka。湿润期绝不仅限于非洲，从阿拉伯海到孟加拉湾、中国、南美北部，均

有湿润期的证据。

(5)全新世夏季风普遍有减弱趋势。从全球季风的概念来看。在两个半球的热带—副热带共有六个季风区:北美季风,南美季风,北非季风,南非季风,亚洲季风及澳洲—印尼季风。由于亚洲季风又可分为南亚季风及东亚季风,所以,全球共有 6～7 个季风区。在全新世这些季风区的季风大都持续减弱。

第 3 章　气候突变[①]



① 本页图取自 Knorr G and Lohmann G. 2004. The Southern Ocean as the flywheel of the oceanic conveyor belt circulation. *PAGES News*, **12**(1):11-13，表示热盐环流(THC)在北大西洋深水区是一个脆弱的，也是关键的地区，犹如古希腊英雄阿喀琉斯的脚踵。

3.1　全新世气候突变

这一章讨论的气候突变，有时也称为快速气候变化。在讨论冰期中的气候振荡时，因为气候基调是冷，所以突出研究暖事件，对间冰阶进行编号。全新世气候的基调是暖，因此突出研究冷事件，对冷事件进行编号。

3.1.1　研究气候突变的现实意义

(1)五角大楼的秘密报告

2004 年 2 月英国《观察家报》(The Observer)，披露了美国国防部的报告:《气候突变的情景及其对美国国家安全的意义》(以下简称《报告》)(Schuartz and Randall，2004)。《报告》展示了一幅恐怖的气候突变情景:设想 2010 年热盐环流(THC)将减弱甚至关闭。在以后的 10 a(2010—2020 年)，亚洲、北美年平均气温将下降 5 ℉，北欧下降 6 ℉。欧洲、北美干旱，英国的气候将如西伯利亚一样寒冷干燥。尽管作者在摘要中也用了"设想不可想象的(情景)"这个标题，同时指出情景发生的范围不一定那么广，强度也不一定那么大，但是由于设想情景的严重，还是给科学界与社会很大的冲击。

2003 年美国科学院发表的报告:"气候突变:不可避免的惊奇"(NRC，2002)，则证明这在某种程度上，也是科学家的意见。负责编写这个 230 页报告的"气候突变委员会"由 11 人组成，以 R B Alley 为主席。委员会是从科学院、工程学院及医学院遴选产生的，包括气象学家 J M Wallace，海洋学家 J Marotzke 及 J Talley，古气候学家 J Overpeck 等。这个报告虽然没有五角大楼报告那样具体预测未来 10～20 a 有可能发生的气候突变，但是也充分强调了研究气候突变的现实意义。报告特别强调，我们目前还不知道如何预测气候突变，模式也还未能充分地模拟出气候突变。因此，增加对气候突变的认识，是提高我们对突变反应能力的最好途径。这个报告提出了一个跨学科的新领域，对气候突变的证据、成因、触发机制及影响作了全面的论述，给进一步研究、并有朝一日预测气候突变打下了很好的基础。

(2)为什么发生突变

气候系统有一个门坎(阈值)。例如一个人乘独木舟，从独木舟上探出身子去，略微探出一点时，独木舟稍有倾斜。但是也许只要再稍多探出一点身子，独木舟就倾覆了，人落入水中。气候系统发生气候突变要有触发器(triggers)，放大器(amplifiers)，以及维持源(sources of persistence)。触发器可以是很快的变化也可以是缓慢的变化。例如冰坝湖水的突然倾泻，就是很快的变化，而如 4.0 ka 非洲的变干则可能是缓慢的太阳辐射变化造成的。此外，人类活动产生的温室效应也可能引发突变。

气候系统中有许多放大器能使微小的外强迫造成巨大的气候变化。例如干旱使得植物休眠，或死亡，减少蒸腾，减少向大气供应水汽。在不少大陆地区这对降水影响很大，降水减少进一步加强干旱。又如在高寒区，降冷使冰雪覆盖扩展，增加反照率，减少对太阳辐射的吸收，因此更进一步变冷。

这些正反馈机制也可以成为异常得以维持的源。例如失去植物，使根部不能保持水分，因此降水大多成为径流而失去，可以造成沙漠化。又如陆上雪盖长时间存在，可以形成足够厚的冰盖，冰面高、冷，从而难于融化。THC 也可能是一个重要的维持机制。

气候突变的触发器、放大器及维持机制还比较容易理解。但是，为什么突变是全球性的，即气候突变异常的传播机制还不清楚(Ally *et al*. 2003)。

(3)当前究竟面临着什么样的气候突变

报告作者是根据什么资料设想出这样具体的情景呢? 报告中用了历史对比的方法。他们共列举出三个冷事件;YD(12.5～11.5 ka)，8.2 ka 事件及 LIA(AD1300—1850)(图 3.1)。从报告给出的资料来看，作者是依照 8.2 ka 事件来设计 2010—2020 年的情景的。但是，报告所列举的三个冷事件彼此是很不同的;YD 事件发生于冰期末尾，YD 事件结束才进入全新世间冰期。而 8.2 kaBP 事件及 LIA 均发生于间冰期内。就报告中给出来格陵兰温度曲线来看，YD 事件中温度变化幅度达到 20 ℉以上，而 8.2 ka 事件为 6～7 ℉，LIA 则只有 3～4 ℉。3 个冷事件的强度有很大差异。冰期内振幅大，间冰期内振幅小。

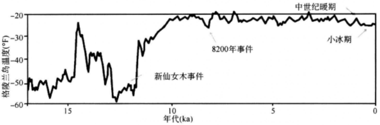


图 3.1 冰消期以来格陵兰的温度(引自 Schwartz and Randall,2004)

YD 事件时 THC 可能关闭。8.2 ka 事件及 LIA 时可能 THC 只是强度减弱,两者有本质不同。Duplessy 等(1992)重建了过去 18 ka(^{14}C 年)北大西洋北部爱尔兰近海海面温度(SST)及海面盐度(SSS)变化曲线。从中可以看到 YD,8.2 ka 事件,及 LIA 三次冷事件。显然,YD 事件中的变化,比全新世中两次冷事件变化幅度要大 3～5 倍。这进一步证实,即使全新世中的冷事件也是 THC 减弱造成的,但这时 THC 变化幅度是不能同 YD 事件时相比的。而且 LIA 比 8.2 ka 的变化幅度还要弱。

报告的最后一部分引用了最新的观测资料,指出从 1960s 后期到 20 世纪末 30 多年时间内,北大西洋的盐度已经有了明显的下降。这暗示读者,似乎报告预言的气候突变已经开始。但是,报告的数据显示,过去 30～40 a 北大西洋东北,丹麦海峡及拉布拉多海的 SSS 分别下降了 0.06‰,0.06‰及 0.08‰。不到8.2 ka 变化的 1/10,LIA 变化的 1/5。这表明近 30～40 a THC 可能有一定程度的减弱。但变化幅度尚未到达 LIA 的程度。因此,可以认为目前还不能说已经看到 THC 正在发生强度能够导致气候突变的减弱。

另外,这 3 个冷事件均属于自然变化。而我们面临的是人类活动造成的气候变暖,而且是在间冰期中的气候变暖。这时劳仑泰冰盖已经瓦解,斯堪的纳维亚冰盖也消融了。北半球仅余下一些高山冰川及格陵兰冰盖,在这种情况下气候变暖对 THC 的影响还需要进一步研究。

3.1.2 气候突变性

(1)气候事件突变性指数 I_1

人们公认 YD 是一次典型的气候突变事件,其冷期约持续了 1.0 ka。但是,冷期开始和结束都是很快的,一般讲只有几个 10 a,也有的地区可能在 10 a 之内。但是,至今并没有作者提出一个指数来描述 YD 的突变性的特征。同时,人们也公认进入全新世之后的冷事件或弱季风事件其变化速度及振幅均远低于 YD 事件,但是也没有什么定量的衡量标准。在年代际的气候突变研究中,人们曾采用 Mann-Kandal方法,或两段时间平均 t-检验法来判断气候变化的突变性。但是这些方法却不适于用来研究数千年前的气候变化,因为即使高分辨率的古气候序列,分辨率也不过 10～30 a,还有一些仅达到 100 a。因此,我们设计了一个气候突变指数 I_1 来描述气候变化的突变性:

$$I_1 = \Delta t_1 / \Delta t_2$$

其中 Δt_1 表示冷期的时间长度,Δt_2 为由冷期迅速回暖的时间长度。由于全新世气候突变的主要特征是冷。因此,冷期的长度代表了事件的尺度,变化的时间则反映了变化的速度。所以 I_1 越大,表示突变性越强。我们可以与 YD 事件、8.2 ka 事件、LIA 作个比较(表 3.1)。YD 事件冷期持续约 1000 a,变暖则只有几个 10 a,有人认为不足 10 a(Taylor *et al*. 1997),I_1 在 100～20 之间。8.2 ka 事件是进入全新世之后的最强冷事件,冷期约持续 200 a,回暖期 50～100 a(Alley *et al*. 1997),I_1 在 4～2 之间。LIA 的冷期约 50～100 a(王绍武,1995),一般要 50 a 才能走出冷期,I_1 在 1～2 之间。我们可以同一个典型的正弦波温度变化作比较。如果有一个波动周期为 100 a,则从冷到暖为 50 a。但最冷的时期不过 20 a,这样 I_1 只有 0.4。由此我们可以初步认为 $I_1 \geqslant 1$ 为气候突变,也就是说冷期的长度至少不短于回暖期的长度,才能称突变。

(2)气候突变强度指数 I_2

但是,I_1 只描述了气候变化速度特征,没有涉及气候变化的强度。气候突变其实有一个重要的特征就是在短时间内气候发生激烈的变化。人们指出 YD 的气温变幅可能达到冰期—间冰期旋回的 3/4 或 1/2,就是对 YD 强度的很好的表述(NRC,2002)。因此,我们采用 I_2 来描述气候突变的强度:

$$I_2 = \Delta T_1 / \Delta T_2$$

其中 ΔT_1 为冷事件之后回暖的幅度，ΔT_2 为 YD 之后回暖的幅度。T 可以是气温、$\delta^{18}O$、孢粉总量，…等等不同代用资料，只要同本序列比较即可。这里我们用 YD 事件作为标准，而没有用冰期—间冰期旋回作标准，一方面是由于许多序列有 YD 的资料，一方面也由于冰期—间冰期旋回的时间尺度为 100 ka 而气候突变的时间尺度为 1 ka，相差两个数量级。我们可以用北大西洋的 SST 及 SSS 作为例子(表 3.2)。

表 3.1　气候事件突变性比较

气候事件	Δt_1(a)	Δt_2(a)	I_1
YD	1000	10～50	100～20
8.2 ka	200	50～100	4～2
LIA	50～100	50	1～2
正弦波动	20	50	0.4

表 3.2　北大西洋北部气候突变振幅的比较(Duplessy *et al*. 1992)

事件	YD(ΔT_2)	8.2 ka(ΔT_1)	LIA(ΔT_1)
SST	4.5℃	1.5℃	<1℃
I_2	1.00	0.33	<0.22
SSS	2.7‰	1.0‰	<0.5‰
I_2	1.00	0.37	<0.19

表 3.2 中给出北大西洋北部(Duplessy *et al*. 1992)YD 事件，8.2 ka 事件及 LIA 的 SST 与 SST 变化幅度，以及计算的 I_2 值。可见 8.2 ka 事件的振幅指数在 0.3～0.4 之间，而 LIA 的振幅指数只有 0.2 左右，强度几乎比 8.2 ka 事件低了一半。

(3)全新世冷事件的突变性

由于北大西洋沉积有完整的序列(Bond *et al*. 1997)(图 3.2，图 3.3，图 3.4)，我们作为例子分析一下

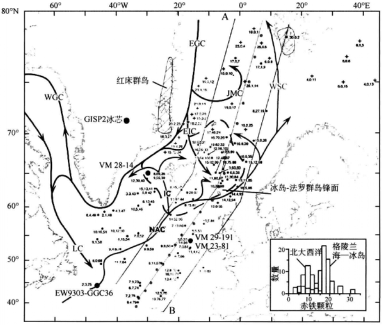


图 3.2　北大西洋 IRD 研究取样点及洋流

EGC 东格陵兰洋流；JMC 扬迈因洋流；WSC 西斯匹茨卑尔根洋流；EIC 东冰岛洋流；WGC 西格陵兰洋流；LC 拉布拉多洋流；NAC 北大西洋洋流；IC 爱尔民格洋流。红色为暖洋流，蓝色为冷洋流(Bond *et al*. 1997)

全新世气候事件的 I_1 及 I_2。当然不同地区，不同要素所计算的指数均可能有不同，但我们可以由此得到一个数量的概念。

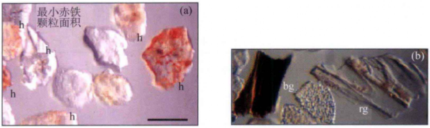


图 3.3 染赤铁矿(a)及冰岛玻璃(b)样本(Bond *et al*. 1997)

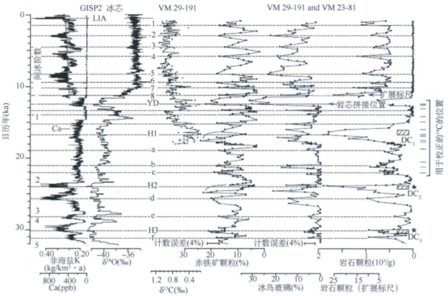


图 3.4 冰期后期到全新世 IRD 记录

自左向右：格陵兰冰芯 GISP2 非海盐 K(kg/km²/a)，δ¹⁸O(‰)，δ¹³C(‰)，染赤铁矿颗粒(%)，冰岛玻璃(%)，岩石颗粒/g(Bond *et al*. 1997)

表 3.3 全新世北大西洋(VM29-191)冷事件的突变性(I_1)及振幅(I_2)

编号	0	1	2	3	4	5	6	7	8
日历年 ka	0.4～0.6	1.4	2.8	4.3	5.9	8.2	9.5	10.3	11.1
冰岛玻璃 I_1	×	0.3	0.3	0.2	1.0	0.7	0.8	0.3	0.5
染赤铁矿 I_1	×	0.5	0.2	0.1	0.2	0.3	0.3	0.5	0.5
冰岛玻璃 I_2	0.28	0.26	0.70	0.48	0.35	0.70	0.48	0.39	0.48
染赤铁矿 I_2	×	0.46	1.00	0.54	0.77	0.85	0.77	0.85	0.69

表 3.3 中采用了 VM29-191 沉积的冰岛玻璃含量百分比及染赤铁矿颗粒含量%两个序列。按前面两节的定义，计算出 I_1 及 I_2。原序列分辨率不高，只有 200 a 左右。因此，I_1 只取 1 位小数。在计算 I_2 时，每次冷事件降温幅度与升温幅度往往不同，为了客观起见，固定考虑升温，尽管也有时降温的突变性

更明显。另外升温值，以中间没有下降为标准。

无论如何，I_1 及 I_2 的计算是有不确定性的。因此，表 3.3 主要是给出一个例子，看应用这两个指数大体上能得到什么结果。(1)北大西洋全新世冷事件的气候突变性均不强，冷期的持续期一般短于回暖期，大部分情况下 $I_1 \leqslant 1.0$，(2)全新世冷事件温度变化的幅度普遍低于 YD 事件，大部分 I_2 在 0.3～0.5 之间，只有 8.2 ka 事件稍强，可能达到 0.70～0.85，(3)VM29-191 沉积没有 LIA 的记录，根据 KM98-MC21 计算 I_2 为 0.28，列在表 3.3 冰岛玻璃一行作为参考。

3.1.3　气候突变的成因分析

千年尺度气候振荡的形成原因至今还没有一致的观点。Maslin 等(2003)指出，至少有了三种假设：冰盖内部的不稳定性，THC，及太阳活动。Can 和 Clement(1999)、Clement 和 Can(1999)曾经提出，ENSO 变率可能是千年尺度气候振荡的成因。这样就有了四种机制，此外，Alley 等(2001)认为千年尺度气候振荡可能是随机共振，因此不需要有什么原因。这样至少就有了五种假说。但是，其中最引人注意的还是太阳活动及 THC 两种。

Bond 等(2001)比较了北大西洋的海洋沉积与格陵兰冰芯的放射核素，发现北大西洋流冰沉积与大气中 ^{14}C 和 ^{10}Be 有很高的相关，12 ka 以来相关系数在 0.44～0.56. 这似乎说明太阳活动的变化可能主导了千年尺度的振荡。但是 Beck 等(2001)指出，^{14}C 可能因深海环流之开启与关闭而变化，同时 ^{10}Be 受到记录地区降水量与降水类型的影响，而海洋环流与大气降水均可能随千年尺度气候振荡而改变。这就意味着 Bond 等(2001)所用的太阳活动与气候变化指标可能是不独立的，或者至少在某种程度上是不独立的。这是这种假说的一个核心问题，尚需进一步分析。当然，缺少太阳活动影响气候变化机制的设想也是这种观点需要解决的一个问题。

表 3.4　北大西洋深水形成的三种模态

	第 1 模态	第 2 模态	第 3 模态
深水基本特征	北海与北大西洋 同时有深水形成	北海深水形成停止 北大西洋深水及 中间水形成强	北海及北大西洋深水 及中间水形成大为减弱 热盐环流关闭
Imbrie 等(1993)	双泵海洋	单泵海洋	无泵海洋
Sarnthein 等(1994)	全新世或间冰期	冰期模	融水模
Stocker(2000)	1G 模	1L 模	O 模
Alley 和 Clark(1999)	现代模	冰期模	海因里希模，(H)模
气候特征	北大西洋暖	冰阶或 D/O 循环的冷期	海因里希事件

因此，至少从目前来看，THC 学说仍然是一个最有力的竞争者。1998 年 6 月 14—18 日美国地球物理协会组织了一次学术讨论会，并在其会刊《Geophysical Monograph Series》上出版了一本专集，题为"千年尺度气候变化机制"(Clark *et al*. 1999)。Alley 等(1999)在讨论会的总结报告中提出了比较完整的概念。他们认为导致千年尺度气候振荡的 THC 有三种模态：现代模态、冰期及海因里希(H)模。D/O 循环即是前两种模态的交替。这种交替往往是跳跃式的，从一种模态转换为另一种模态，这时发生气候突变。H 事件经常发生于几次 D/O 循环中最冷一次冰阶后期。劳仑泰冰盖达到一定界值后产生冰涌，带来大量的 IRD，造成 H 事件。所以 H 模态与现代模交替的机制与冰期模与现代模交替的机制基本相同，只不过深水泵的变化不同。表 3.4 给出三种模态的基本情况。第一种模态，在北海与北大西洋同时有深水形成，好像有两个深海泵，把表面的海水泵入深海，所以称为双泵模，与之对应的气候特征是全新世或间冰期。这时 THC 强，有大量暖水在海洋上层进入北大西洋，这是现代的 THC 特征，所以也称为现代模。第二种模态为冰期模，相应的气候特征是冰期气候。北海的深水形成停止，但北大西洋仍有深水形成，上面谈到的两个泵剩下一个，所以称为单泵模。第三种模态，海洋中两个泵均停止了。使北大西洋上层向北传送的热量大为减弱。相应的气候特征是有大量 IRD 输送的 H 事件。表 3.4 中列举了不同作者使用的不同名称，但物理实质是一样的。

以上的分析主要是指出 THC 有三种模态，并与一定的气候状态对应。但是，还缺少对于两种不同模态交替，也就是千年尺度气候振荡的形成机制的认识。Broecker(1991)曾提出一个设想。近来 Seidov 和 Maslin(2001)，Seidov 等(2001)给出了一个较为完整的思想。他们把 THC 的变化过程概括为以下六步：(1)由于融冰北大西洋谈水增加；(2)减弱了北大西洋深水(NADW)的形成，THC 减弱；(3)减弱了半球间的热量输送使北半球冷南半球暖；(4)南极陆冰及海冰融化，形成谈水；(5)减弱了南极底水(AABW)的形成；(6)使 NADW 增加，过程向相反的方向发展。

上述这种假说的关键是北半球与南半球两个深水形成 NADW 及 AABW 的交替兴衰。NADW 正是 THC 的一个薄弱环节，也是最敏感的部位，因此称之为"阿喀琉斯之踵"(Achilles Heel)(Broecker, 1997)。而 AABW 被称为 THC 变化的"飞轮"(Flywheel)(Knor *et al*. 2004)。近来的一些研究详细分析了 YD 及 8.2 ka 事件时劳仑泰冰盖融化被封闭，而突然释放的过程，对融水积存量及排放途径均有具体的估计(Barber *et al*. 1999；Broecker, 2003)。这使得以上假说的现实性又向前推进了一步。

3.2　全新世北大西洋冷事件与快速气候变化

3.2.1　冷事件年代学

对北大西洋冷事件的研究至今不过 10 a 左右。这个问题之所以引人注目，主要是它可能反映了 AMOC 的强度变化。AMOC 是 THC 的重要组成部分。发生冷事件时，北大西洋表层为融冰淡水控制，抑制了北大西洋深水(NADW)的形成，MOC 减弱，向北输送的热量大为减少，给欧洲带来冷干气候。近年来对北大西洋冷事件有了比较详细的了解，得到了较为一致的年表。

Bond 等(1997)最早根据浮冰碎屑(IRD)研究了北大西洋的流冰事件，人们经常称为冷事件。取样点一个在格陵兰东南与冰岛之间 1855 m 深处。一个在爱尔兰以西 2370 m 深处，分辨率 50～100 a。用三个指标来判断冷事件：(1)直径>150 μm 颗粒数；(2)火山玻璃，主要来自冰岛或扬马延岛；(3)染赤铁矿石英或长石。两个地点，每个点三个指数所显示的 IRD 高峰、即冷事件出现时间相当一致。自 1.4 ka，2.8 ka，4.2 ka，5.9 ka，8.1 ka，9.4 ka，10.3 ka 到 11.1 ka 共有八次冷事件编号自 1 到 8。以后大量的研究显示小冰期(0.4 ka 前后)也是类似的冷事件。因此，也列入冷事件序列，编号为 0。后来 Bond 等(1999)又利用两个新的序列，EW93-GGC36 和 KM98-MC21，进一步完善了北大西洋冷事件的年代学。Bianchi 和 McCave(1999)分析了冰岛盆地 NEAP-15K 沉积粒径的平均大小。粒径小表示流速慢，对应冷事件。

Moros 等(2004)发表了全新世北大西洋北部流冰事件的综合研究，共列举了八个序列，这些序列来自三个地点的深海钻探。BC191-K15 在格陵兰东南部的陆架。MD99-2269 在冰岛北部，均在东格陵兰洋流(EGC)影响下。MD95-2011 在挪威西部海洋，受北大西洋洋流(NAC)影响。Moros 等(2004)指出北大西洋北部流冰的变化有两个模态：5.5 ka 以来在 EGC 冷洋流范围流冰增强气候变冷，但在 NAC 暖洋流影响的范围流冰减弱，气候变暖。不过，在这个变化背景上，冷事件在两个区域却有相当大的一致性。这实际上和 Bond 等(1999)的看法是一致的。Bond 等(1997)最早用的两个站：VM28-14 接近格陵兰受 EGC 影响，而 VM29-191 则在爱尔兰西部受 NAC 影响。但是，两个站的冷事件年代学则十分接近。

综上所述，八个海洋沉积点共 13 种不同要素的序列。表 3.5 给出根据这些序列得到的冷事件年表。表中"×"表示在 Bond 等(1997)所列的冷事件典型年代前后共 0.5 ka 时间内没有冷事件信号，"/"表示没有观测，带括弧的数字表示仅为次峰值。表中各序列的时间分辨率不一，甚至同一序列在不同时段时间分辨率也有不同，但是，大体上可以达到 100 a 左右。所以表 3.5 取到 0.1 ka。同时，^{14}C 定年、树轮校正均有误差。因此，不同序列冷事件年表有 0.1～0.2 ka 的不同是完全可以理解的。考虑到这些因素，应该承认北大西洋的冷事件确实如 Bond 等(1999)指出是一个大范围的而非局地的现象。至少在北大西洋北部的西侧 EGC 冷洋流范围与东侧 NAC 暖洋流范围，冷事件的年代学基本一致。但是，也应当看到表 3.5 中各次冷事件年代仍有较大差异。有的冷事件在不同序列之间差异达到 0.7～0.8 ka。例如 8.2 ka 事件(冷事件 5)一般认为是全新世中最强的冷事件，大多数情况出现于 8.1～8.2 ka。但是，

表 3.5 中序列 4 的峰值在 8.4 ka，序列 7 中 8.2～8.4 ka 为一强的峰值，但 8.4 ka 更高。而序列 8、9 峰值显然在 8.0 ka 之后。又如冷事件 4，序列 12 的峰值在 5.4 ka，与其他序列接近。但是序列 13 是在 5.2 ka 有一个十分弱的峰值，另一个明显的峰值在 6.0 ka，可能不应列为冷事件 4。序列 5 在 5.4～5.8 ka 有一个宽的峰值，最高在 5.8 ka，仅比 5.6 ka 略高。可见表 3.5 中凡是与大多数序列年代学不一致的时候，均有一定的不确定性。此外，有的序列在某个冷事件时没有反映，如序列 4 没有冷事件 3 和冷事件 4 的信息。这些或者是由于定年有误差，或代用资料有误差，或者另有局地因子影响。不过，大多数序列的冷事件年表示十分接近。由此我们可以得到结论：北大西洋冷事件是大洋尺度的，而不是局地性的，并且 Bond 等(1997)的序列有相当好的代表性。

Duplessy 等(2001)根据有孔虫品种、$\delta^{13}C$、$\delta^{18}O$ 研究了巴伦支海北部法兰西约瑟夫地岛南部近 80°N 全新世海温的变化，指出在长期变化的背景上有两次短时间低温；一次可能与 8.2 ka 事件有关，另一次出现于 7.2 ka。后一个冷期约持续 300 a，振幅强度要低于 8.2 ka 事件。这次冷事件未列入 Bond 等(1999)的冷事件年表。分析表 3.5 中各序列发现：序列 5～7，10，12 在这时也有峰值或次峰值，而其他序列无反映，或者有谷值。这表明处于 NAC 影响的最北端，海温变化有局地的色彩。这个例子也表明北大西洋 IRD 变化的多样性。对南极 11 个冰芯水的同位素分析(Masson *et al*. 2000)表明，发生北大西洋冷事件时南极可能暖，但出现时间可能落后于北大西洋几百年到几十年。这是冷事件发生时 THC 减弱的有力证据。Mayewski 等(2004)分析了全球 50 个地点的古气候和古环境资料，证明 9～8，6～5，4.2～3.8，1.2～1.0，及 0.6～0.15 ka 高纬度冷、热带干旱。这是对冷事件气候影响全球性的最好证明。

表 3.5 全新世北大西洋冷事件年代学(ka)

No	0	1	2	3	4	5	6	7	8	地点	代用资料
1	0.4	1.4	3.0	4.1	5.3	8.1	×	10.5	11.3	MD99-2269	石英(%)
2	0.5	1.4	3.1	(4.1)	5.3	8.1	×	10.4	11.1	MD99-2269	石英/斜长石比值
3	0.3	1.5	3.1	4.1	×	7.9	9.3	/	/	MD99-2269	有孔虫(%)
4	0.8	1.3	2.9	×	×	8.4	9.3	10.2	/	BS191-K15	>2/mm 颗粒数
5	/	1.1	2.5	4.1	5.8	8.2	9.4	10.3	×	VM28-14	染赤铁矿颗粒(%)
6	/	1.4	2.8	4.3	5.5	8.2	9.5	10.2	10.9	VM29-191	染赤铁矿颗粒(%)
7	/	(1.4)	2.8	4.4	5.5	8.4	(9.5)	10.3	11.0	VM29-191	冰岛玻璃(%)
8	0.3	1.8	2.6	4.1	×	7.9	9.3	10.4	/	MD95-2011	石英/斜长石比值
9	×	1.3	2.8	4.1	×	7.9	×	10.5	/	MD95-2011	有孔虫(右旋)
10	×	1.2	2.9	4.1	5.5	8.0	×	×	/	MD95-2011	有孔虫(左旋)
11	0.4	1.4	2.8	4.2	5.2	/	/	/	/	NEAP-15K	平均颗粒大小(μm)
12	0.3	1.4	2.8	3.8	5.4	8.0	9.5	10.2	10.8	EW93-GGC36	黑金刚石碎片(%)
13	0.4	1.4	2.6	3.6	(5.2)	8.2	9.4	10.0	10.9	KM98-MC2	冰岛玻璃(%)

3.2.2 快速气候变化

Mayewski 等(2004)综合分析了 50 个站的气候代用资料序列，研究了 11.5 ka 以来的气候变率。这里采用了快速气候变化(rapid climate change，RCC)这个名词。作者强调这是 Denton 和 Karlén(1973)工作的继续。用 RCC 而不用气候突变，是为了表明与冰期中气候变率的不同。其实，尽管也有人把全新世的气候变率称为气候突变，但是显然全新世的变率要弱得多，这在 3.1.2 节已有详细的讨论。不过用 RCC 来研究气候也是有道理的。因为古气候代用资料时间分辨率低，定年也有误差。所以，用宽一点的时间尺度是适宜的。但是，作者给出的 9.0～8.0 ka，6.0～5.0 ka，4.2～3.8 ka，3.5～2.5 ka，1.2～1.0 ka，及 0.6 ka 大部分还是涵盖了相应的冷事件，即 8.2 ka，5.5 ka，4.2 ka，2.8 ka，1.4 ka，及 0.4 ka 等六次冷事件，只有 RCC 的 1.2～1.0 ka 与1.4 ka冷事件时间上不协调。下面我们将要讲到，这是一次时间跨度较大的 RCC。

图 3.5 到图 3.7 给出北半球、热带、和南半球全新世气候序列。可以看出，9.0～8.0 ka 的 RCC 是与

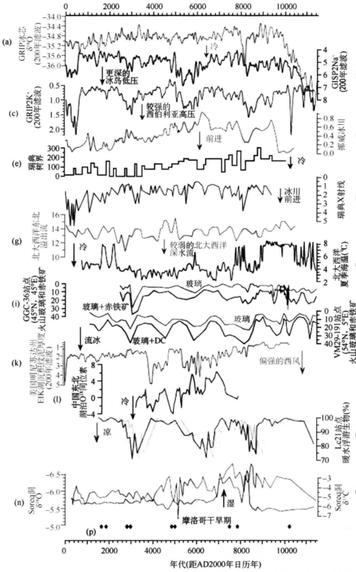


图 3.5　全新世北半球气候序列

自上而下纬度自高而低：a. GRIP 冰芯 $\delta^{18}O$(‰)；b. GISP2Na^+ (ppb)；c. GISP2K^+ (PPb)；d. 挪威冰川(向下为前进)；e. 瑞典树界(向下为冷)；f. 瑞典 X-射线密度(向下冰川前进)；g. 大西洋东北溢流(向下 NADW 减弱)；h. 北大西洋夏季温度(℃)；i. 火山玻璃和染赤铁矿颗粒(向下为多)；j. VM29-191 火山玻璃和染赤铁矿颗粒(向下为多)；k. 美国 Elk 湖沉积纹泥厚度(mm)；l. 中国红水河用 $\delta^{18}O$ 重建的温度(℃)；m. 暖水植物浮游生物相对丰度(%)；n. 以色列 $\delta^{18}O$(‰)；o. 以色列 $\delta^{13}C$(‰)；p. 摩洛哥干旱期，浅绿色带表示快速气候变化(Mayewski *et al.*，2004)

其余几次不同的，这是冰川的后果。这时北半球冰盖尚未完全消融，温度普遍偏低，北大西洋和西伯利亚大气环流增强，北美及斯堪的纳维亚冰川前进，树线下降。低纬度普遍干旱，夏季风减弱，信风增强。南半球中纬度西风亦有增强。有明显的证据表明这次 RCC 与北大西洋淡水脉冲有关。其余五次 RCC 的主要气候特点也是高纬寒冷，低纬干旱(图 3.8)。但是，可能主要是太阳活动减弱的结果(图 3.9)。只有最后一次 RCC 气候特点是高纬寒冷，低纬湿润。不过作者却未能解释这是什么原因。因为，这次

RCC 大体上反映了 LIA，是公认太阳活动减弱的时期。不过，LIA 时降水量异常的空间分布是比较复杂的，也许并不能简单地用低纬湿润来概括。

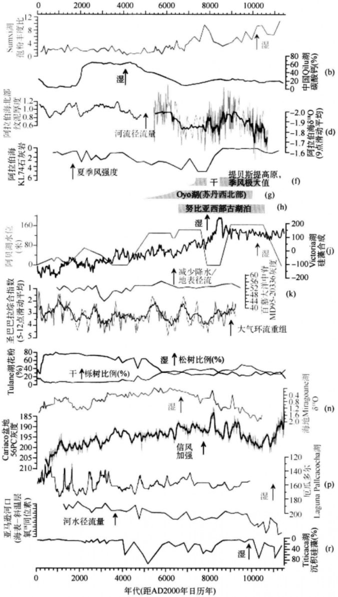


图 3.6　全新世低纬气候序列

a. 西藏高原 Sumxi（苏希）湖孢粉丰度比；b. 中国东南 Qilu 湖 C_aCO_3（%）；c. 阿拉伯海北部纹泥厚度（mm）；d. 阿拉伯海 63KAδ^{18}O（‰）；e. 阿拉伯海 KL74 白云石丰度（%）；f. 萨赫勒湿润期；g. 苏丹 Oyo（奥约）低地湖泊记录；h. 西纳比亚湖存在；i. 埃塞俄比亚 Abhe（阿贝）湖水位（m）；j. Victoria（维多利亚）湖 P：E；k. 百慕大 MD95-2036 沉积灰度；l. Santa Barbara ODP893 综合指数；m. 佛罗里达松、橡孢粉相对丰度（%）；n. 海地 Miragoane 湖 δ^{18}O（‰）；o. 委内瑞拉 Cariaco（卡里亚科）盆地 56PC 灰度（亮线）记录；p. 厄瓜多尔湖泊沉积灰度；q. 亚马逊河口 δ^{18}O（‰）；r. 玻利维亚及秘鲁 Titicaca（的的喀喀）湖沉积硅藻（Mayewski *et al*. 2004）

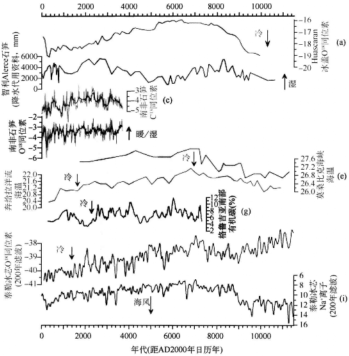


图 3.7　全新世南半球气候序列

a. 秘鲁 Huascaran 冰帽 $\delta^{18}O$(‰)；b. 智利 Alerce 湖重建降水量(mm)；c. 南非 Cold Air 洞石笋 $\delta^{13}C$(‰)；d. 南非 Cold Air 洞石笋 $\delta^{18}O$；e. 莫桑比克 MD79257 重建 SST(℃)；f. 奔给拉洋流重建 SST(℃)；g. South Georgia Block 湖有机碳(%)；h. 南极泰勒穹顶冰芯 $\delta^{18}O$(‰)；I. 南极泰勒穹顶海盐 Na^+(ppb)(Mayewski *et al*. 2004)

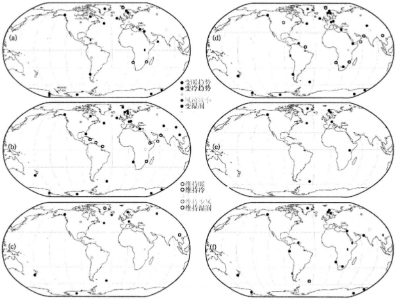


图 3.8　全新世 6 次快速气候变化气候异常的地理分布

a. 9～8 ka；b. 6～5 ka；c. 4.2～3.8 ka；d. 3.5～2.5 ka；e. 1.2～1.0 ka；f. 0.6 ka(Mayewski *et al*. 2004)

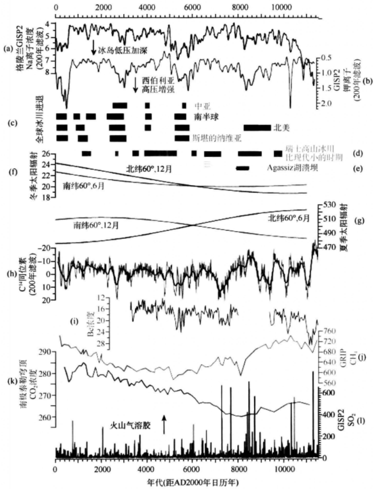


图 3.9　快速气候变化的强迫因子

a. GISP2Na⁺(ppb)代表冰岛低压；b. GISP2K⁺(ppb)代表西伯利亚高压；c. 中亚、南半球、北美、斯堪的纳维亚冰川前进；d. 瑞士高山冰川比现代短的时期；e. Agassiz 湖淡水爆发；f. 60°N(黑色)及 60°S(蓝色)冬季太阳辐射；g. 60°N(黑色)及 60°S(蓝色)夏季太阳辐射；h. $\Delta^{14}C$ 代表太阳活动(粗线为 200 a 高斯滤波)；i. GISP2 冰芯^{10}Be(10^3 原子/g)；j. GRIP 冰芯大气 CH_4 浓度(ppbv)；k. 南极泰勒穹顶大气 CO_2 浓度(ppmv)；l. 格陵兰 GISP2 SO_4^{2-}(ppb)(Mayewski *et al*. 2004)

3.2.3　冷事件与夏季风衰退

从 20 世纪 90 年代中期至今大约 10 a 左右的时间内，发表了一系列的高分辨率降水代用序列。这些序列的代用资料证实发生北大西洋冷事件时，亚非季风区为弱季风。

Wang L 等(1999b)分析了南海香港东南约 400 km 半远洋(hemipelagic)沉积(20°07′N，117°23′E)，水深 1729 m 芯长 13.30 m，沉积率 40～85 cm/ka，底部日历年 40 ka 以上。近 10 ka 分辨率达到 15～25 a。用 $U_{37}^{k'}$ 来决定 SST，然后从 $\delta^{18}O$ 中除去 SST 变化的影响，得到海面盐度(SSS)的序列。样本地点正在珠江河口，低 SSS 表示陆上降水多，夏季风强，高 SSS 表示降水少夏季风弱。分析表明 8.25 ka 前后 SSS 有明显的峰值，到 8.15 ka SSS 出现极低值。在近 10 ka 其余的时间里 SSS 也有多次波动，但振幅不如这次大，不过大体上也可判断弱季风发生时间，在表 3.6 中编号 1 为南海季风的弱季风事件。

Overpeck 等(1996)综合了 26 项自东非经阿拉伯半岛到印度北部的代用资料,又同 3 个阿曼湾的近海沉积作了比较,证实末次冰期时季风比现代弱,冰消期季风增强。自 9.5 ka 到 5.5 ka 为强季风时期。他们同时指出在强季风期中,还有几次长达数百年的弱季风期。表 3.6 中编号 2 给出本文作者根据 Overpeck 等(1996)的图确定的西南季风 1 的弱季风事件。

Gupta 等(2003)利用阿曼湾海洋沉积(17°54′N,57°36′E)研究了西南季风的变化,水深 807.8 m,样芯3.16 m,底部时间 10.877 ka。这是 ODP723-A 样芯,分辨率平均133 a(53～166 a)。用浮游有孔虫 *Globigerina bulloides*(简称 GB)百分比作指标,有几个优点:(1)唯一与夏季风有关,因为一般只在副极地存活,在热带只有涌升区有,(2)与涌升造成的海面冷却有线性相关,(3)对风速及夏季风强度非常敏感。结果发现 8～12 ka 夏季风强,自8 ka到 1.5 ka 夏季风缓慢减弱与 65°N 7 月太阳辐射有非常好的关系。除去这个趋势后,千年尺度的振荡非常明显(图 3.10)。表 3.6 中编号 3 为西南季风的弱季风事件。

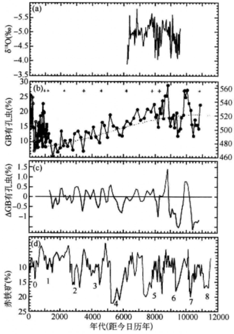


图 3.10 阿拉伯海 723A 西南季风记录

a. 石笋 $\delta^{18}O$;b. 723A(黑点)及 RC2730(圆圈)浮游生物 GB(%),65°N 7 月太阳辐射(虚线)+表示^{14}C定年;c. 去掉趋势的 GB 曲线(%);d. 北大西洋 VM29-191 赤铁矿(%),数字为 Bond 冷事件编号,垂直灰条纹表示弱西南季风(Gupta *et al*. 2003)

deMenocal 等(2000a)分析了西非近海的深海沉积。这是 ODP 658C 样芯。在毛里塔尼亚以西(20°45′N,18°35′W),水深 2263 m。沉积率22 cm/ka,取样间隔为2 cm,相当时间分辨率 50～100 a。约4 m 的沉积反映了过去 24 ka 的气候。分析碳酸钙,生物蛋白石百分比,及陆源物质百分比,用 F13 转换函数,根据不同浮游有孔虫的统计计算出暖季与冷季 SST。14.8～5.5 ka 为 AHP,5.5 ka 之后只有几百年就转入了干旱期,这是非洲气候在全新世中最大的变化。表 3.6 中编号 4 给出非洲弱季风事件。

Zhou 等(2002)研究了若尔盖高原(32°48′N,102°32′E)泥炭记录。该处海拔 3505 m,剖面厚 4.5 m,4 m 以上为棕色至黑棕色连续沉积的泥炭,含有大量未分解的植物残体。时间涵盖 13 ka。以 1 cm间距进行分析,时间分辨率达到 10～30 a。有机碳的百分比可以视为植被覆盖和生物量的指标。另外灰度值同有机碳含量有类似的意义。分析这两个指标,共发现九个有机碳与灰度的谷值,除 12.8 ka 可能与 YD 事件有关外,其余八次(表 3.6 中编号 5)均与 Bond 等(1997)的八次北大西洋冷事件对应。不过 Zhou 等(2002)还指出,在 3.7 ka,6.4 ka,6.8 ka 及 8.9 ka 也有谷值,表示气候冷干,但是在 Bond 等(1997)的年表上没有反映。另外大部分地区比较显著的 8.2 ka 事件在泥炭剖面上仅为微弱低谷。这可能是若尔盖高原的特点。

Hong 等(2003)分析了横断山脉(32°46′N,102°30′E)泥炭剖面的 $\delta^{13}C$,用以反映印度夏季风(ISM)。$\delta^{13}C$ 值低表示气候暖湿,$\delta^{13}C$ 值高表示气候冷干。横断山脉在青藏高原东部,海拔 3466 m,剖面4.95 m,以 1 cm 间隔取样,相当时间分辨率 30 a。结果发现,过去 12 ka ISM 由弱到强再减弱,6 kaBP 前后最强。在这个趋势的基础上,有明显的千年尺度振荡,并且其年代学与北大西洋冷事件有很高的一致性。即冷事件时 ISM 弱。表 3.6 中编号 6 分别给出 ISM 弱季风事件。

Wang Y 等(2005)分析了中国南部董哥洞(25°17′N,108°5′E)石笋 $\delta^{18}O$,石笋样本长 962.5 mm,约涵盖了 9 ka,时间分辨率平均 4.5 a。共显示出八次干旱,其中六次与 Bond 等(1997)编号冷事件一致,另外两次约在 6.2 ka 和 7.3 ka。其实这两次在 IRD 序列中也有反映(参看图 3.10d),不过未列入冷事件编

号(图 3.11)中国南部董哥洞 $\delta^{18}O$ 低相当于夏季风强,夏季降水增加。图 3.11 中的干旱事件年代,列入表 3.6,编号为 7。值得注意,Wang Y 等(2005)指出,9~6 ka 石笋 $\delta^{18}O$ 与 $\Delta^{14}C$ 的相关系数达到 0.39,说明干旱事件与太阳活动有关。

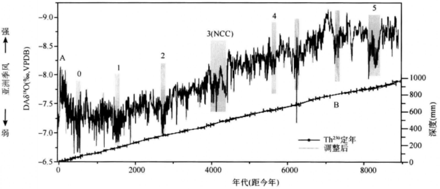


图 3.11 A. 中国南部董哥洞石笋 $\delta^{18}O$(绿色)

黄色条纹为 Bond 编号冷事件,NCC 表示中国新石器文化解体,紫色条纹为未列入 Bond 编号冷事件的干旱期;B. 年龄 深度曲线(Wang Y *et al*. 2005)

表 3.6 全新世弱季风事件(ka)

编号	序列	0	1	2	3	4	5	6	7	8
1	南海季风(Wang L *et al*. 1999b)	0.3	1.2	3.1	4.3	6.0	8.3	9.5		
2	西南季风(Overpeck *et al*. 1996)		1.8	3.0	4.0	5.8	8.2	9.4		
3	西南季风(Gupta *et al*. 2003)	0.3	1.4	3.4	4.4	5.8	8.2	9.6	10.4	
4	非洲季风(deMenocal *et al*. 2000a)	0.5	1.9	3.0	4.6	6.0	8.0		10.2	11.8
5	高原季风(Zhou *et al*. 2002)	0.3	1.5	2.8	4.4	5.9	8.2	9.5	10.2	11.3
6	印度夏季风(Hong *et al*. 2003)	0.3	1.5	2.8	4.1	5.9	8.3	9.5	10.4	11.2
7	东亚季风(Wang Y *et al*. 2005)	0.4	1.5	2.8	4.1	5.7	8.2			

3.2.4 冷事件气候影响的模拟

如 3.2.2 节所述,冷事件的气候影响可以概括为两点:高纬的变冷和低纬的变干。这种特征在图 3.8 和下面将要看到的 8.2 ka 事件(图 3.18)、5.5 ka(图 3.20)、4.2 ka(图 3.26)的综合气候异常分布图中均有明显的表示。因此,确实可以认为这是冷事件气候影响的典型特征。

下面给出两个气候模拟的例子,说明模拟得到的气候异常与上面谈到的气候特征是非常一致的。图 3.12 是专门针对 8.2 ka 事件做的(Bauer and Gonopolski,2004)。应用的是 CLIMBER-2,version 3。以 9 ka 为起点,在哈德孙海峡加入 1.6×10^{14} m^3 淡水脉冲,取淡水释放后的 200 a,得到图 3.12。图 3.12a 为相对于 9 ka 的温度变化,图 3.12b 为夏季降水量变化,图 3.12c 为 SLP 变化。可见北大西洋中部降温达 5 K,大西洋及南太平洋增温,南极达到 1K,非洲及美洲季风区夏季降水减少,大西洋热带信风增强。

图 3.13 给出北大西洋降温(南大西洋升温)气候影响的模拟(Wang S *et al*. 2004)。北大西洋降温时,与对照试验比较,亚洲大陆及北非降温明显。萨赫勒、尼罗河上游东非、中东、印度河和印度半岛、黄河流域有明显的干旱。这项研究在模拟设计上没有针对任何具体时间,但是在分析时着重讨论了与 4.2 ka事件相联系的世界四大古文明的衰退和更替。上述干旱地区正好是四大古文明的发源地。

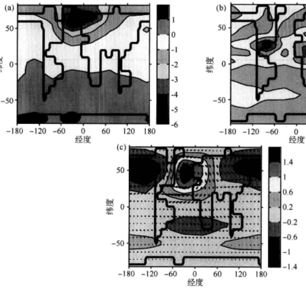


图 3.12　8.2 ka 冷事件的气候模拟

a. 温度距平(℃)；b. 夏季(6 月—8 月)降水量异常(mm/d)；c. 风速距平及 SLP 距平(hPa)(Bauer *et al* ., 2004)

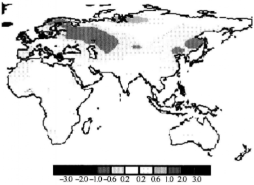


图 3.13a　模拟得到的冷事件—气候值实验年平均温度差(℃)(Wang S *et al*. 2004)

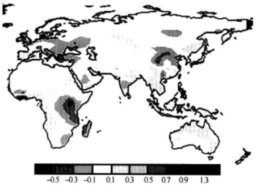


图 3.13b　模拟得到的冷事件—气候值实验年降水量差(mm/d)(Wang S *et al*. 2004)

3.3　早全新世冷事件

3.3.1　早全新世几次冷事件

一般指全新世中 8.2 ka 事件及其以前的气候振荡。根据 Bond 等(1997)的研究，相应的北大西洋冷事件分别出现于 8.1,9.4,10.3 及 11.1 ka，分别编号为 5,6,7,8。如果比较 Bond 与其他作者北大西洋冷事件的年表就可以看出，在全新世包括小冰期(编号为 0)的 9 次冷事件中，除 8.2 ka 事件有较大的一致性外，分歧最大的就是事件 6 到 8 这三个事件，不仅出现时间有差异，有不少序列甚至对其中 1 个或 2 个事件没有反映。这些事件发生于刚刚进入全新世，对欧洲，特别是北欧有明显的气候影响，因此受到广泛关注。早在 1950s 末到 1960s 初，欧洲的气候研究就已经注意到进入全新世后这一系列的气候振荡。

其中，全新世最早的冷事件（事件 8）出现在气候学上所谓前北部时期（Preboreal，^{14}C 年 10.0～9.5 ka），所以有时称为前北部时期振荡（PBO）（Lotter *et al*. 1992；Björck *et al*. 1997）。在西北欧，这些气候振荡表现为短暂的冷干事件，类似草原植被扩展。孢粉、冰芯、水体沉积、树木年轮、氧同位素及叶片角质均证明了 PBO 的存在。事件 7 和 6 出现在气候学上的北部时期（Boreal，^{14}C 年 9.5～7.5 ka），有时也称为北部时期气候振荡。再往后则是全新世最强的事件 5，即 8.2 ka 事件。

近 10 a 来，气候突变的研究有了很大的发展，对早全新世气候振荡也取得了一系列新的成果。这些研究对认识全新世气候突变有重要意义。2005 年 4 月 21—22 日在阿姆斯特丹举办了早全新世气候振荡讨论会，《Qnaternary Science Review》于 2007 年出版了专号（Editorial，2007）。

过去研究 PBO 在定年上有一些困难，因为 PBO 正好处于两个放射性碳高峰（10.0～9.9^{14}C ka 及 9.6～9.5^{14}C ka，）之间，所以很难精确地定出日历年。现在改用新的标定曲线 IntCal04（Reimer，2004），即所谓"扭动拟合定年"（wiggle match dating），用几个不同的模式集合，效果较好（Blockley *et al*. 2007）。这就给进一步精确地确定分辨率达不到年的事件的年代打下了基础。

Rasmussen 等（2007）分析了早全新世格陵兰三个冰芯；DYE-3，GRIP 及 NGRIP 新建立的格陵兰冰芯年代学，GICC 05 与 IntCal04 相当一致。对三个序列的 δ^{18}O 及标准化年冰层厚度求 5 a 平均，然后对前后各 100 a 平均求距平。显然有三个冷干事件，δ^{18}O 及年冰层厚度的振幅分别达到 1～2per mil（约相当 2～3 K 温度振幅）即 10%～15%，时间分别出现于 11.5～11.4 b2k（b2k 即距 AD2000 年 ka），9.35～9.24 b2k 及 8.30～8.14 b2k，事件长度分别为 0.10 ka，0.11 ka 及 0.16 ka。最早的一个事件即典型的 PBO（图 3.14a，图 3.14b）。显然这与 Bond 等（1997）的冷事件 8、6、5 相对应。应注意 Bond 等的 BP 是

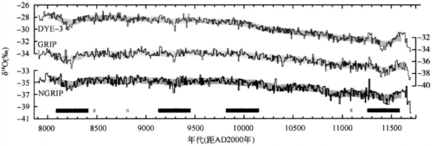


图 3.14a　7.9～11.7 ka b2k 格陵兰 DYE-3，GRIP，及 NGRIP 冰芯 δ^{18}O

图下方黑方条给出图 3.14b 中 4 个时段的位置（Rasmussen *et al*. 2007）

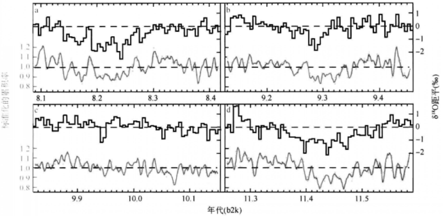


图 3.14b　四个时段标准化积雪量及 δ^{18}O

a. 8.2 ka 事件；b. 9.4 ka 事件；c. 10.3 ka 事件；d. 11.1 ka 事件（Rasmussen *et al*. 2007）

距 AD1950 年的年数。Bond 等(1997)的冷事件 7 在 10.3 ka。但格陵兰冰芯无反映,无论如何,这项工作由于有很高的时间分辨率,所以对气候事件的起止时间及事件长度提供了较为准确的数据。

Magny 等(2007)利用中欧湖泊沉积详细研究了 PBO,时间分辨率在 10～20 a 之间(图 3.15)。主要结论是 PBO(11.30～11.15 ka)时中欧(58°—43°N)湖泊水位高,而在此以南及以北气候干旱,这反映在 PBO 时北大西洋西风急流摆动大,向大陆伸展强。例如8.2 kaBP 事件时,中欧也有一个湿润带,但只限于 50°—43°N,几乎比 PBO 时狭窄了一半。这可能是在 PBO 时大陆冰盖仍有残余,而 8.2 ka 时基本上已无残留。

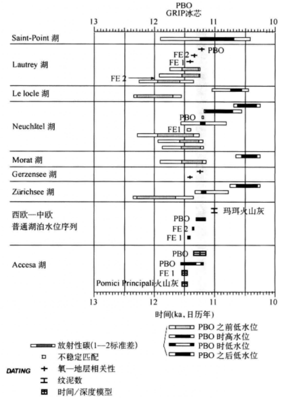


图 3.15　西欧及中欧 PBO 时湖水水位变化,FE 为早于 PBO 的次高水位(Magny *et al*. 2007)

早全新世共纪录到 10 次淡水爆发,大部与上述四次冷事件对应(Teller *et al*. 2002)。不少作者认为早全新世气候振荡可能主要与淡水爆发有关,中、晚期全新世的气候振荡则主要与太阳活动有关(Mayewski *et al*. 2004; Hughes *et al*. 2006; Hong *et al*. 2009)。Magny 等(2007)研究了早全新世气候振荡形成的原因(图 3.16),综合了波罗的海、拉布拉多的淡水爆发(outburst),墨西哥湾的洪水,北美 Agassiz 冰川湖淡水通量记录。用格陵兰冰芯的^{10}Be 及树木年轮^{14}C 表征太阳活动,指出,中欧的湖泊水位在早全新世四次高水位,即 PBO,10.2 ka,9.5 ka,及 8.2 ka,均对应太阳活动的低值及淡水爆发。例如 PBO 发生于 11.30～11.15 ka,而在 11.30 ka、11.25 ka、11.20 ka 及 11.17 ka 有淡水爆发,但在 11.25 ka 有明显的太阳活动谷值。有的淡水爆发,不对应太阳常数低值,其气候影响也不显著。这项工作把冰川湖淡水释放与太阳活动影响结合起来,是一种新的观点。

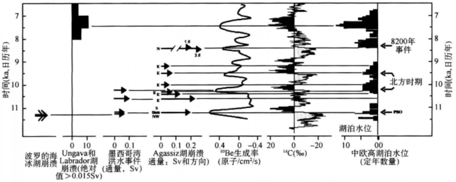


图 3.16　早全新世冷事件成因分析

自左向右:波罗的海冰湖崩溃;Ungava 湖及 Labrador 湖崩溃;墨西哥湾流事件;太阳活动(^{10}Be),太阳活动(Δ^{14}C);中欧高水位(Magny *et al*. 2007)

然而，成因分析主要还是要依靠数值模拟来证明。近年来北欧的科学家利用中等复杂程度模式ECBilt-CLIO研究了早全新世气候振荡的形成；分析了太阳活动（Goosse and Renssen，2004），淡水脉冲（Renssen *et al*. 2002），及耦合模式内部气候变率（Goosse *et al*. 2003）的影响。Renssen等（2007）对这方面的研究进行了总结。他们指出，在没有外强迫情况下，积分15 ka，也出现了三次冷事件，持续500 a，北大西洋降温达到1.5℃到2.0℃。但是如果太阳常数下降5 W/m^2 则冷事件达到七次。不过产生冷事件的最可能因素是淡水通量脉冲。例如，当20 a内排放4.67×10^{14} m^3 淡水时，就得到持续约200 a的冷事件，降温幅度达到1.5～2.0℃，与8.2 ka事件的代用资料结果接近。其他模式（Bauer *et al*. 2004；LeGrande *et al*. 2006）也得到了类似结果。看来淡水通量脉冲可能是早全新世气候振荡形成的主要原因。但是，不排除太阳活动的减弱可能对这个过程起了加强作用。

3.3.2 8.2 ka事件

这可能是全新世11.5 ka以来最强的一次冷事件。全新世气候的基调是温暖湿润。但是，大量的古气候资料表明，全新世气候也有不稳定性（O'Brien *et al*. 1995），至今可能已发生过8～9次冷事件，8.2 ka事件就是其中的一次（Bond *et al*. 1997）。由于这是出现在YD事件（12.5～11.5 ka）之后，特征与之十分类似的事件，所以，曾经有人称为新的YD事件或8 ka事件（Alley and Ágústsdóttir，2005）。但是，大多数作者仍然采用8.2 ka事件这个名称。早在1990中期（O'Brien *et al*. 1995；Dahl and Nesje，1994）或者更早（Denten and Karlén，1973）已经有人注意到8 kaBP前后北大西洋地区短时间冷干气候信号，例如格陵兰冰芯的$\delta^{18}O$及化学成分，冰川及许多其他古气候代用资料上均有反映。但是，目前公认1997年Alley等（1997）的研究是最具代表的工作。他们详细分析了格陵兰GISP2冰芯的不同物理、化学量。这些量不仅反映了局地气候条件（温度、积雪量），也反映了区域气候条件（风带来的海盐、大陆粉尘）和大尺度气候条件（甲烷）。把8.25 ka的值与8.0～8.4 ka的值比较，得到距平值。发现气温下降6℃，积雪量减少20%，说明当地的气候处于冷干状态。Cl^-和Ca^{++}反映了海上及陆上大气环流强度，这两个量均增加60%，这表明大气环流增强。而甲烷减少10%～15%，这说明热带植被减少。因此，8.2 ka事件的气候特征是冷干。但是，究竟怎样来评价这个事件的强度呢？YD事件时的温度距平约－10.6℃到－12.1℃，Cl^-及Ca^{++}距平分别为200%及600%，甲烷减少30%。8.2 ka事件与YD事件强度之比分别为：0.5～0.6，0.3，0.1及0.3～0.5。除了陆地气流较弱，大体上可以认为8.2 ka事件强度约为YD强度的1/3到1/2。不少其他古气候资料证明，这个评估基本上是正确的。当然不同地区、不同要素，这个比值可能有很大差异，这是很容易理解的。顺便指出，一般认为YD事件的温度变化幅度能达到冰期—间冰期（100 ka）旋回振幅的3/4。因此8.2 ka事件的强度也相当可观了。大量的资料证明，8.2 ka事件的强度是全新世冷事件中最强的。在Bond等（1999）的各种序列中也有类似反映，不过也有个别序列8.2 ka的距平不是最大的。另一个值得关注的就是事件持续时间。一般认为YD事件持续约1 ka，而8.2 ka事件约200 a，只有YD事件的1/5。Alley和Ágústsdóttir（2005）认为可能在100 a之内，不过由于缺少高时间分辨率的资料，这一点还不能完全确定。另一个重要的问题是8.2 ka事件的影响是不是全球性的。Alley和Ágústsdóttir（2005）做了较为系统的总结：

格陵兰 根据其他冰芯及冰芯气体同位素估计降温在5.4～11.7℃之间，最优估计为7.4℃。气泡中气体氩、氮同位素比表明降温达到5℃，最大8℃。这很接近Alley等（1997）的估计。

欧洲 大部地区夏季温度低1℃，降水量南、北减少，而中部增加，例如法国气温下降2.5℃，年降水量与蒸发之差增加130 mm。但是，气候异常的季节性较明显。

美洲 美国大平原降温达到YD事件1/3。孢粉资料表明植被有明显变化，冰川前进，甚至沿岸鲸鱼骨骼减少。南美委内瑞拉沿岸的沉积灰度及钛含量说明气候很快变干而多风，这意味着ITCZ南移。

非洲 早全新世非洲湿润期于8.5～7.8 ka为干旱所中断，表现为湖泊的低水位。不过由于记录的时间分辨率低，很难确定干旱期出现的确切时间，只能说大体上与8.2 ka事件相当。同时有证据表明索马里沿岸水温下降2℃。

亚洲 古气候与古环境资料表明西藏高原、中国西北新疆在8 ka前后有干旱的迹象。长江下游在8.2～7.6 kaBP期间极端洪涝的频次也减少、敦德冰芯$\delta^{18}O$也偏低，说明气候寒冷。另外在西亚及印度

河也有西南季风减弱的证据。

总之，北半球大部地区的气候表现出 8.2 ka 事件的影响。特点是高纬变冷、变干。低纬则变干最突出(图 3.17)。但是南半球除了南大西洋有变暖的微弱信号外，无明显的反映。图 3.18 给出 8.2 ka 气候异常分布图。

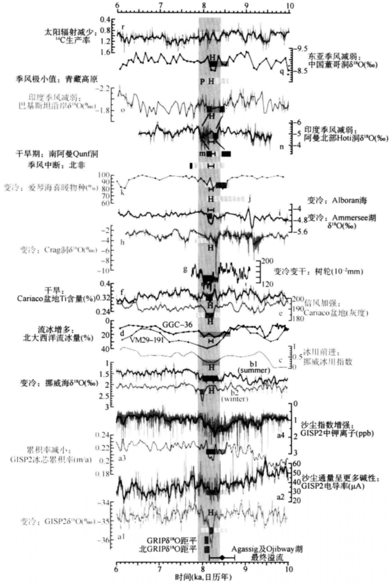


图 3.17　8.2 ka 事件综合气候图

a_1—a_4 GISP2 冰芯；a_1. δ^{18}O(‰)，a_2. 电导率(μA)，a_3. 积雪量(m/a)，a_4. 灰尘通量；b_1—b_2 挪威海沉积，b_1. 夏季 δ^{18}O(‰)，b_2. 冬季 δ^{18}O(‰)；c. 挪威冰川指数；d. 北大西洋 VM29-191 及 GGC-36IRD(%)；e. 委内瑞拉 Cariaco 盆地灰度；f. 委内瑞拉 Cariaco 盆地 Ti(%)；g. 德国树轮宽度；h. 爱尔兰西南 Crag 洞 δ^{18}O(‰)；i. 中欧 Ammersee 湖 δ^{18}O(‰)；j. 地中海西部 Alboran 海低 SST；k. 地中海东北爱琴海喜暖物种(%)；l. 北非季风最强期的中断；m. 南阿曼 Qunf 洞石笋 δ^{18}O 显示干旱期；n. 北阿曼 Hoti 洞石笋 δ^{18}O 显示干旱期；o. 巴基斯坦沿岸 δ^{18}O(‰)；p. 西藏高原东部泥炭植物纤维显示的弱季风期；q. 中国东部董哥洞石笋 δ^{18}O(‰)；r. Δ^{14}C(Rohling and Pällke,2005)

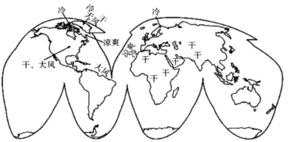


图 3.18　8.4～8.0 ka 区域气候异常（Alley *et al*. 1997）

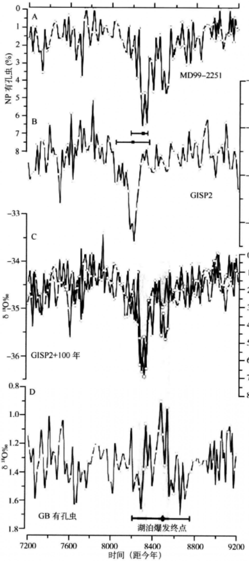


图 3.19　与 8.2 ka 事件有关的气候异常

A. MD99-2251 浮游生物 N *pachyderma s*.（%）；B. GISP2 $\delta^{18}O$；C. GISP2＋100 a $\delta^{18}O$；D. 浮游生物，G *bulloides* $\delta^{18}O$（‰）（Ellison *et al*. 2006）

为什么在早全新世发生这样激烈的气候振荡？目前大多数作者同意，AMOC 的减弱可能是 8.2 ka 事件形成的原因。北美东北部劳仑泰冰盖残留冰融水释放，导致大量淡水注入北大西洋北部，使北大西洋深水形成减弱，从而减弱了 AMOC。Barber 等(1999)分析了哈得逊海峡的沉积，那里有一层 5～80 cm 厚的细红色染赤铁矿层，证明在 8.47 kaBP 有洪水注入哈得逊湾，通过哈得逊海峡流入拉布拉多海。这个洪水来自 Agassiz 湖和 Ojibway 湖，这两个冰川湖北部的冰坝消融使洪水向北释放。总水量估计有 2×10^{14} m^3。如果这样的水量在一年之内释放，流量能达到 6 Sv(1 Sv＝10^6 m^3/s)，如果在 100 a 释放则只有 0.06 Sv。流入北大西洋的淡水可能阻止海洋向北的热量输送。拉布拉多海中水(LSW)形成输送的热量为 0.3 PW(1 PW＝10^{15} W)，NADW 形成则可能输送 0.6 PW。YD 事件时两个深水形成均关闭，而 8.2 ka 事件时可能只有 LSW 关闭。因此，8.2 ka 事件的降温只有 YD 事件的 1/3。Kleiven 等(2008)最新的资料证明 8.38 ka 北大西洋西北底水流速减弱，持续时间约 100 a。这是 MOC 减弱的直接证据。图 3.19 着重说明淡水脉冲超前于冷事件的发生。

Renssen 等(2001;2002)用 ECBilt-CLIO 模式研究了 8.2 ka 事件。给定淡水强迫 1.5 Sv 10 a，0.75 Sv 20 a，0.3 Sv 50 a 及 0.03 Sv 500 a。证明 0.03 Sv 500 a 影响不大，0.3 Sv 50 a MOC 有所减弱，但 120～200 a 又恢复，另两种试验则 MOC 减弱可达数百年到千年，冬季北海温度下降 10℃。说明用淡水强迫能够形成类似于 8.2 ka 事件的 MOC 减弱及气候变化。Vellinga 和 Wood(2002)和 Wood 等(2003)的试验并不专门针对8.2 ka事件，但是却很有启发性。他们用 HadCM3 模式，使北大西洋上层 800 m 瞬时淡水化，积分 150 a。发现在第 1 个 10 a 北海温度下降 12℃以上，英国下降 3～5℃，北半球下降 2℃。但是，到第三个 10 a 降温就分别减少到 8℃，2～3℃及 1℃。南大西洋温度上升 1℃，不过滞后 40～50 a。同时，模拟表明 ITCZ 南移，印度及非洲季风减弱，这同观测事实有很大一致性。

3.4 中全新世冷事件

3.4.1 5.5 ka 事件

这是发生在全新世中期的一次气候突变，其特点仍是气候变冷、变干。虽然 Bond 等(1997)的冷事件年表定为 5.9 ka，但是大多数大西洋深海沉积给出来的年表在 5.5～5.3 ka(Moros *et al*. 2004; Risebrobakken *et al*. 2003)。所以，我们称之为 5.5 ka 事件。这次事件是一次气候突变，同时也反映了全新世气候由暖湿向冷干的转变。

在北大西洋及欧洲这种转变的影响十分明显。黄春长在《环境变迁》(1998)中专门讨论了这个问题。他指出，这时正好处于大西洋时期(Atlantic)及亚北部时期(Sub-Boreal)的过渡期，^{14}C 年为 5.0 ka。这时在西北欧出现了“榆树衰退”(Elm Decline)事件。湖泊沼泽沉积剖面的花粉分析表明榆树花粉迅速减少。木炭屑和放牧指示植物如细叶车前和谷物花粉出现了全新世第一个峰值。这通常被解释为人类在新开辟出的空地上放火烧荒，林缘地带形成了次生桦、柳灌丛，空地形成牧场主要用来放牧，并少量开垦种植谷物。因此，不少作者认为“榆树衰退”包含着人类活动的影响。

如果直接做树轮校正，^{14}C 年 5.0 ka，大约相当日历年 5.7 ka。但是，首先这个事件是一个过程，北欧的资料表明，持续期可能在 250 a 左右。其次，原始样本的时间分辨率不高，特别早期的资料一般在 100 a 或更长。第三树轮校正也有一个误差范围。综合这 3 点，这里暂时用日历年 5.5 ka 来做事件的特征时间。下面我们还要介绍，不少古气候与古环境的代用资料给出来的日历年是 5.6～5.0 ka。

大量的事实证明，这个事件并不仅限于人类活动发展的欧洲。从北大西洋向西到南美洲、北美洲，向东到亚洲、非洲，甚至南半球均可发现这个事件影响的证据。显然，这就说明事件主要不是局地因素造成的。当然，人类活动或许加速或加重了事件的发展。吴文祥与刘东生(2002)强调了 5.5 ka 冷事件在三大古文明演化中的作用。这也从另一个角度反映了 5.5 ka 事件及其影响范围广泛。

Magny 和 Haas(2004)综合了南、北半球陆地和海洋的 44 个代用资料序列，说明 5.6～5.0 ka 气候的主要特征是冷干。这些资料包括植被、冰川、高山树线、永冻土、高纬树线、海温、极地冰盖及热带冰芯，

涉及两个半球五大洲，充分显示了 5.5 ka 事件的全球性(图 3.20)。他们的分析表明：(1)两个半球中、高纬变冷，北大西洋附近最明显(图 3.21)。南半球 40°—60°S 也有一致的变冷信号。(2)20°—40°N，特别在亚非季风区季风减弱，降水减少。从北非经阿拉伯、印度到中国，气候变干的特征十分突出。(3)在 50°—60°N，及 40°—60°S 有气候变湿的信号。这在某种程度与早全新世的气候振荡一致(Editorial，2007)，可能反映受高纬寒冷气候影响，西风带加强并向低纬度移动。这种气候特征同 4.2 ka 事件也相当一致(Wang S *et al*. 2004)。(4)热带太平洋纬圈方向 SST 梯度加强，使 ENSO 活跃。图 3.22 和图 3.23为欧洲温度和墨西哥湖水水位序列，说明 5.5 ka 事件是早全新世到中全新世气候转折的代表性事件。

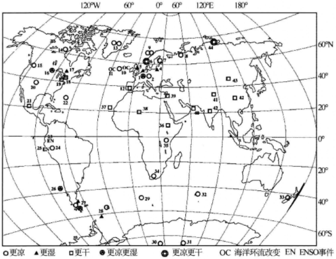


图 3.20　5.6～5.0 ka 世界范围气候变化(Magny and Haas，2004)

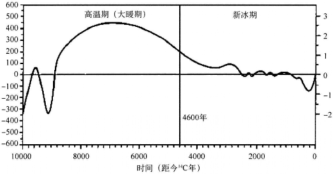


图 3.21　美国 Owasco(奥沃斯科)湖侵蚀记录揭示的 4.6 ka(^{14}C 年)气候转变(原著 Nesje and Kvamme，1991；引自 Mullins and Halfman，2001)

至于 5.5 ka 事件形成原因，可以从以下几个方面来看：(1)地球轨道要素强迫。受岁差影响早全新世夏季北半球接受太阳辐射多、海陆温差大、夏季风强、气候暖湿。晚全新世相反。中全新世正处于高温期(Hypsithermal)与新冰期(Neoglaciation)的过渡期(Steig，1999)。由于非线性作用，逐渐改变太阳辐射，造成了突变(deMenocal *et al*. 2000a；Hodell *et al*. 2001)。ENSO 在 5 ka 的突然增强，也反映了这个影响(Rodbell *et al*. 1999)。(2)海洋环流变化。有充分证据表明这时热盐环流(THC)减弱(Bianchi and McCave 1999；Oppo *et al*. 2003)。但是，南半球的南大西洋也变冷，与 THC 减弱应该产生的两个半球跷

跷板式变化不同。因此,海洋环流变化不大可能是形成 5.5 ka 事件的直接原因。(3)太阳活动。^{14}C 记录表明在 5.6～5.2 ka 有一个明显的峰值(Stuiver *et al*. 1998)。模拟研究也证明太阳活动减弱,有可能产生类似于 5.5 ka 气候异常(Goose *et al*. 2002)。

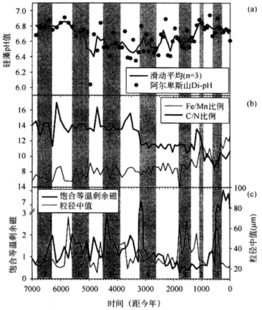


图 3.22　阿尔卑斯山高山湖泊沉积

a. 硅藻 pH 值;b. C/N 比及 Fe/Mn 比;c. SIRM(饱和等温剩余磁)(粗线)和平均颗粒大小(细线)(Schmidt *et al*. 2002)

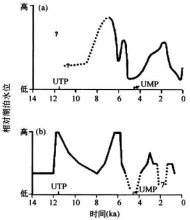


图 3.23　14 kaBP 以来墨西哥 Chiconahuapan 湖(a)及 Chalco 湖(b)相对水位

UTP 和 UMP 为定年点,分别为 11.6 ka 及 4.6～4.3 ka(^{14}C 年)(Street-Perrott and Perrott, 1990)

3.4.2　4.2 ka 事件

这大约是全新世中期,即大约 5 ka 以来最强的一次气候突变,或快速气候变化。其特点是中纬度(45°N)以南到热带(15°N)北美洲、北非、地中海到中亚及东亚的干旱。干旱期可能持续 100～200 a,降水量可能减少 20%～30%。由于 8.2 ka 事件是早全新世最强的一次事件,因此可能 4.2 kaBP 事件与之同为全新世的两次强气候突变事件。在 IPCC 第 4 次评估报告中讲述全新世气候突变时,只讨论了这两个事件(Jansen *et al*. 2007)。但是 8.2 kaBP 事件的主要气候特征是高、中纬变冷,而 4.2 ka 事件则是中、低纬干旱。

实际上,对 4.2 ka 事件的重视,最初来源于对古文明发展的影响。Weiss 等(1993)最早提出干旱可能是阿卡德王国解体的原因。阿卡德王国存在于 2371～2191BC。deMenocal(2001)根据阿曼湾的近海沉积中白云石、$CaCO_3$ 及陆源物质在 4 ka 的显著增加,认为那时有严重的持续性干旱,并造成了阿卡德王国的解体。此外,大量的古环境证据表明,4.2～4.0 ka 土耳其、叙利亚、巴勒斯坦一带确实气候干旱。几乎在相同的时间,2181-2040BC 在古埃及为第一中间期,正是王国四分五裂,社会动乱、文明衰落的时期(Weiss, 1997)。这时尼罗河流量减少、东非湖泊水位下降(Weiss and Bradley, 2001)。印度河哈拉帕文明也可能与干旱有关,中国夏朝的建立(2070BC)也正好在这一时期(Wang S *et al*. 2004)。

大量的古环境研究证明,四大古文明所处的亚非季风区在 4.0 ka 前后普遍有向干旱转变的气候突变。Marchant 和 Hooghiemstra(2004)总结了热带非洲 28 个古环境序列,着重说明 4.2 ka 前后的干旱。记录比较完整的东非大裂谷湖水位激烈下降。埃塞俄比亚高原降水/蒸发比突然下降,尼罗河流量减少。

中非、西非，从萨赫勒到撒哈拉都有干旱的证据。确实 4.0 ka 前后非洲的干旱强度是惊人的。东非及西非许多湖泊的水位较之此前的湿润期下降了几十米到一百米以上（Gasse，2000）。无疑非洲、特别北非 4.0 ka 前后发生了范围广泛而持续的干旱（Hassan，1997）。

An C-B 等（2006）综合分析了中国西北部新疆、内蒙古高原及青藏高原北部 23 个古气候代用资料序列，包括冰芯、湖泊水位、孢纷及黄土古土壤记录。指出新疆的湿润期在 7～5 ka，青藏高原北部 5 ka 之后气候湿润度下降，内蒙古黄土高原 4 ka 之后气候显著变干（图 3.24）。Morrill 等（2003）综合分析了从阿拉伯半岛经红海、南亚、到中国的 36 个序列。分析范围正好涵盖了中国的东南部，正好填补了 An C-B 等（2006）分析的空白。这样就构成一个或多或少完整的中国气候变化图像。研究表明，5.0～4.5 ka 中国东南部季风区发生了向冷干的气候突变，这表明夏季风衰退。Suzuki（1979）综合了分布在全球 50 个地点4.0～3.5 ka（^{14}C 年）的古气候代用资料。如果订正为日历年大约相当 4.4～3.8 ka。图 3.25 中棕色代表干旱，蓝色代表寒冷，红色代表温暖。实心表示激烈异常，空心表示中等异常，可以看出，两个半球高纬度寒冷，低纬度干旱。

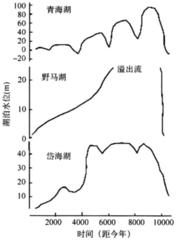


图 3.24　全新世中国半干旱区湖水水位变化（An C-B *et al*. 2006）

然而，4.2 ka 事件与 8.2 ka 有重要的差别。8.2 ka 事件发生在早全新世，末次冰期的冰盖尚未完全消融。因此其气候影响重点是中高纬度的寒冷。4.2 ka 事件处于中全新世，尽管也可能与代表热盐环流减弱的北大西洋冷事件有关，其成因却可能并未直接与某个融冰湖淡水排放联系。而气候特征同亚非季风区的夏季风衰退有关。同时由于早全新世气候湿润，所以 8.2 ka 作为一个冷干事件，由暖湿转冷干又转暖湿的突变特征十分明显。而 4.2 ka 事件处于受岁差影响夏季风衰退、气候转干旱的长期过程中。因此，气候转干旱十分明显，但是事件之后却经常没有立即恢复暖湿。中国 4～2 ka 为一持续 2 ka 的干旱期就是一个例证（Wang S，*et al*. 2008）。然而，也有一些例外，如阿曼湾的记录，及北美一些干旱证据则表明 4.2 ka 事件是典型的突变事件；气候由湿润转向干旱，又由干旱恢复湿润。

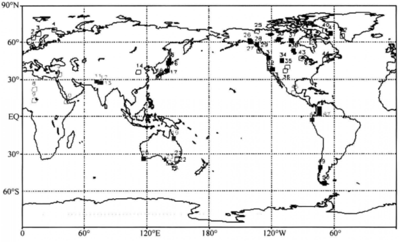


图 3.25　Suzuki 综合的全球 50 个点 4.0～3.5 ka（^{14}C 年）气候异常

棕色—干旱，蓝色—寒冷，红色温暖，实心—激烈异常，空心—中等异常（Wang S，*et al*. 2004）

Booth 等（2005）根据大量的古环境资料。证明北美中部在 4.3～4.1 ka 有一个约持续 200 a 的干旱

期(图 3.26)。阿米巴虫对地下水位很敏感,因此用转换函数重建过去 5000 a 北美密歇根的地下水位深度,在 4.1 ka 前后深达 30 cm 以上。而相邻不过 100～200 a 则不到 10 cm。明尼苏达沉积的密度、Elk 湖纹泥厚度均证明在 4.2～4.0 ka 期间有一个干旱期。从怀俄明到内布拉斯加及伊里诺依的沙丘活动,也证明在 4.3～4.0 ka 有一个持续的干旱期。艾奥瓦的洞穴堆积物、孢粉,密歇根湖和苏必利尔湖沉积也证明 4.2 ka 前后的干旱。这证明 4.2 ka 事件的气候影响不仅限于亚非季风区。

至于 4.2 ka 事件形成的原因,不少作者注意到太阳活动的影响。但是,也有的作者强调北美的干旱(Booth *et al*. 2005),同非洲的干旱(Marchant *et al*. 2004)与北太平洋及北大西洋的 SST 异常有关。确实也有证据表明在 4.0 ka 前后这两个大洋 SST 均比较低(Kim *et al*. 2004)。这也是探讨 4.2 ka 事件成因的一个重要线索。

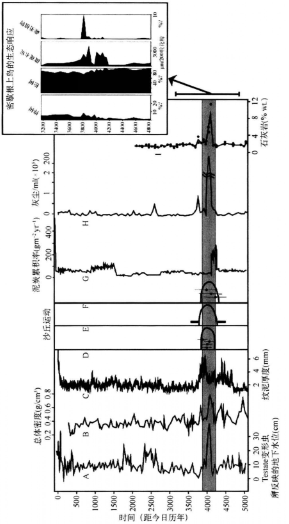


图 3.26　4.2 kaBP 北美、非洲及中东气候异常

A. 由阿米巴重建得到的北美密歇根水深(cm);B. 北美明尼苏达沉积密度(mm);C. 明尼苏达纹泥厚度(mm);D. 怀俄明沙丘;E. 内布拉斯加沙丘;F. 伊利诺依沙丘;G. 加拿大艾伯塔泥炭积累率($g/(m^2 \cdot a)$);H. 非洲乞力马扎罗冰芯微粒(颗粒/ml×10^5);I. 阿曼湾白云石(%)(Booth *et al*. 2005)

3.5　晚全新世冷事件

3.5.1　2.8 ka 事件

这是晚全新世比较强的1次冷事件。各种海洋资料反映的时间比较集中，气候影响的时间也大多集中在2.8～2.6 ka。特别值得注意，这时正相当于中国西周晚期，那时有了第一批时间较为确定的史料。这些史料均反映气候干旱，而且得到了古环境资料的证实。这次事件的另一个特点是：与中、晚全新世太阳辐照度的最低值相对应。因此，也是气候模拟的研究对象。

下面先分区来看2.8 kaBP事件的气候反映。

北大西洋　北大西洋流冰事件是人们最早关注到的与气候突变有密切关系的大洋变化。Bond等(1997)根据深海沉积中浮冰碎屑(IRD)研究了流冰事件，其中就包括2.8 ka事件。Moros，等(2004)全面地研究了北大西洋洋流的变化，指出在2.8 ka有AMOC减弱的迹象。后来Bianchi和McCave(1999)根据冰岛盆地沉积粒径的平均大小，来判断深海冰岛—格陵兰溢流水的强渡，平均粒径大表示流速强(快)。2.8 ka为粒径的1个峰值。这是最早的关于2.8 ka AMOC变化的证据。Oppo等(2003)根据深水有孔虫的$\delta^{13}C$研究了全新世NADW的贡献。由于NADW $\delta^{13}C$高，而南大洋水(SOW)$\delta^{13}C$低。因此可以根据$\delta^{13}C$变化判断NADW减弱的时期。较明显的有9.3 ka，8.0 ka，5.0 ka及2.8 ka。这又是一个完全独立的2.8 ka AMOC减弱的证据。图3.27给出Hall等(2004)对这次事件AMOC变化所做的综合分析。

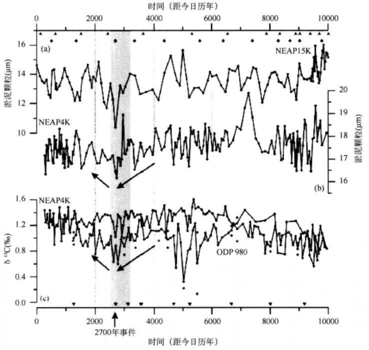


图3.27　2.8 ka事件AMOC变化的证据

a. 北大西洋北部NEAP15K淤泥颗粒(μm)；b. 北大西洋北部NEAP4K淤泥颗粒(μm)；c. NEAP4K(实线)及DOP980(圆圈线)$\delta^{13}C$(Hall *et al*., 2004)

欧洲　2.8 kaBP欧洲的气候特点与其他冷事件类似，即北欧冷干，而西欧冷湿。根据挪威冰川湖沉

积，3.0～2.0 ka气候特征为冷干，主要是夏季冷冬季干。极值接近2.8 ka(Nesje *et al*. 2001)(图3.28)。与现代观测比较，发现冬季降水与NAO有很高的相关性。气候冷干相当于弱NAO。西欧的情况则不同。整个全新世英国有确定^{14}C定年的洪水共506次，其频率分布显示出有几个峰值，2.8 ka即是一个峰值，这说明西欧的气候特征为冷湿(Macklin *et al*. 2005)。有趣的是，同样根据现代观测，这相当于负NAO位相，与北欧的结果相同。但是，在法国与瑞士等的中欧地区，气候特征为冬冷夏湿(Holzhauser *et al*. 2005)。

北美　Booth等(2003)根据密歇根沼泽阿米巴虫、泥碳腐殖质、气孔及植物化石研究了近3.5 ka的地面湿度并与湖水水位记录作了比较。发现3.2～2.3 ka是一个湿润期，其峰值在2.8～2.6 ka。近万年北美东北部洪水的研究也得到了同样的结论(Brown *et al*. 2000)。

亚非季风　王绍武，朱锦红(2005)综合分析了七个代表亚非季风区夏季风的序列，其中五个序列在3.0～2.8 ka有夏季风减弱、降水量减少的信号。

中国　西周晚期自周厉王到周幽王(877—771BC)共107 a，有许多干旱的历史记载。一部分反映在《诗经》中，也有的记录在各种古籍中，如《国语》、《竹书纪年》(王绍武等，2007)。这些干旱记载得到了古环境资料的证实，如青海湖孢粉(周静等，2006)、巴谢黄土磁化率(安芷生等，1991)、洪源泥炭δ^{13}C(Hong *et al*. 2005)。这些地区正好在夏季风影响区的西北边缘，气候干旱表明夏季风减弱。

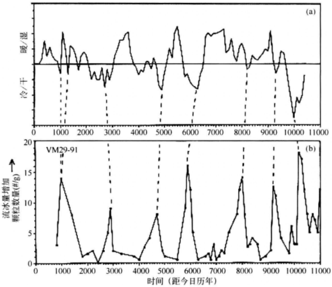


图3.28　挪威冬季降水(a)及北大西洋VM29-91岩石颗粒数(b)(Nesje *et al*. 2001)

由于2.7 ka及2.3 ka十年到百年尺度太阳辐照度出现全新世中最强的下降。因此，Renssen等(2006)利用海气耦合模式做了长时间的积分，研究太阳辐照度变化可能产生的气候影响。模式分三部分：ECBit-CLIO-VECODE其中ECBit为简化三层大气模式，海洋部分CLIO与海冰模式耦合，VECODE为植被模式。用地球轨道要素，温室气体及太阳辐照度变化作强迫，对近9 ka做积分。取5个积分做集合。其中太阳辐照度最大负距平$-3.4\ W/m^2$。这是作者根据Δ^{14}C及^{10}Be建立的近9 ka太阳辐照度变化曲线。为了消除长期变化的不确定性，对原序列除去5阶多项式所反映的变化，集中研究十年—百年尺度。同时为了除去年际变化影响，对模拟温度做25 a滑动平均。结果表明，地球轨道要素造成近9 ka的温度下降只有0.3℃。但是伴随着太阳辐照度的降低，全球平均温度下降，两者相关系数达到0.76。不过后4.5 ka关系更好。所以，又集中研究了3.5 ka到2.0 ka。从3.5 ka开始又加作了4个积分，这样共9个积分。在太阳辐照度发生低值后，全球平均温度下降0.5℃。在斯瓦尔巴德以南海温下降0.6℃。

但冰岛附近上升 0.4℃。这反映深水形成区的移动。从 2.8 ka 到 2.7 ka 太阳辐照度减少约 2 W/m²，全球平均温度下降 0.5℃。但是，从 2.65 ka 到 2.60 ka 太阳辐照度已经回升，全球平均温度却回升较慢，这可能反映了海洋的热惯性。集合中个别成员在北海造成的 MOC 变化能达到 3.0～2.5 Sv。这说明个别成员可能造成比平均更强的降温。2.73～2.70 ka 降水量对 3.0～2.95 ka 平均的偏差显示北非干旱。降水减少的区域向东伸向阿拉伯半岛、印度半岛、中亚及中国西部，最大中心年降水量减少 10% 以上。但是，在西欧及部分欧洲地区降水量减少不多，甚至有的略有增加。这大体上与代用资料揭露的 2.8 ka 气候特征类似。

这项研究表明，太阳辐照度的下降可能是 2.8 ka 事件形成的一个主要原因。当然，模式还需要进一步改进。但是，至少能说明太阳辐照度变化可能通过影响海洋环流而扩大其气候影响，造成气候突变。

3.5.2　黑暗时代冷事件

欧洲从 AD476 a 西罗马帝国灭亡到 10 世纪，"新国叠建、战争相寻，人民生活困难，文化低落"(舒新城等，1948)，所以被历史学家称为黑暗时代。Lamb(1997)最早指出黑暗时代气候寒冷，所以称为黑暗时代冷期(DACP)。但是以后不少气候学家所指的 DACP 却并不一定与历史学家认为的黑暗时代在时间上完全吻合，而是指根据气候资料发现的与上述时间相近的冷期。

欧洲　Lamb(1997)指出：整个欧洲在 AD300—400 前后是暖干时期，紧接而来的是冷湿时期，并且持续到中世纪暖期(MWP)的初期(AD900)。在公元后的第一个千年中有 3/4 的年份或大致有 3/4 的年份气候较冷，夏季冷湿期在 AD500—700、AD800—900 及 AD1000—1100。此外，强霜冻在 AD359—565 及 AD664—1000 之间较为突出。以后不少作者(Halzhauser *et al*. 2005；McDermott *et al*. 2001)指出，6 世纪(1.4 kaBP 前后)欧洲冰川前进，湖泊水位上升，是一个气候冷湿时期(图 3.29；图 3.30)。

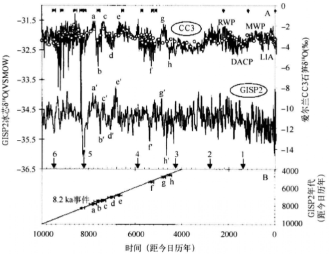


图 3.29　爱尔兰 CC3 石笋 $\delta^{18}O$(圆圈为低频数据)及 GISP2 $\delta^{18}O$

英文字母 a—h，a′—h′用于两个序列比较，数字为北大西洋冷事件序号(McDermott *et al*. 2001)

欧洲以外地区　Lamb(1997)指出上述冷期在欧洲以外的地区也有迹象，格陵兰的 $\delta^{18}O$ 变化说明 AD400—500 为冷期，美国加州树轮重氢重建的古温度序列在 AD400—600 为低值，其寒冷程度可以与小冰期(LIA)中的 AD1550—1650 相比较，北美大平原此时气候湿润(Yu *et al*. 2002)。此外，大量的证据表明，6 世纪北美西北部气候寒冷，热带非洲干旱，从阿拉伯海、南亚、东南亚到东亚夏季风减弱，气候干旱(Mayewski *et al*. 2004；Overpeck *et al*. 1996；Gupta *et al*. 2003；Staubwasser，2006；Fleitmann *et al*. 2003；Wang S.*et al*. 2005)。

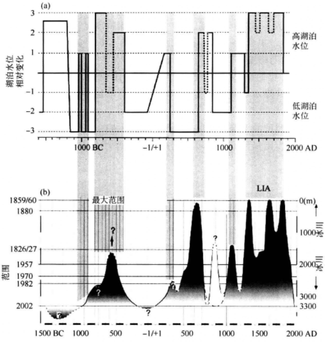


图 3.30　欧洲湖水水位(a)，瑞士 Great Aletsch 冰川(b)(Holzhauser *et al*. 2005)

中国　Chu(1973)最早指出东汉(AD25—220)气候趋于寒冷，南北朝(AD420—589)气候仍然寒冷。在他给出的温度变化曲线上，约在 AD100—400 期间有一个－0.5℃的浅低谷，而其后 LIA 的低谷均在－1.5～－2.0℃之间，显然他认为这是一个弱的冷期。徐国昌(1997)给出的中国西部温度变化曲线在 AD1—500 期间有两个低谷，分别在 AD100—200 及 AD400 前后，温度距平在－0.5℃或稍高。Chu 和徐国昌给出的温度序列实质上是定性分析。近来已有作者建立了近 2000 年中国的温度距平序列。Yang 等(2002)的序列冷期较长，在 AD270—780，Ge 等(2003)的序列冷期在 AD270—570，温度距平在－0.5℃或稍低。可以说定量序列与定性序列的结论基本一致，因此大体上可以认为中国在 AD200—500 有一个冷期。但是，这与历史学家所指的黑暗时代在时间上不吻合。根据《中国西部环境演变评估》(王绍武，董光荣，2002)，中国东部在魏晋南北朝时期，大体上 AD200—550 有一个长约 350 a 的冷期，温度距平为－0.5℃。但是从中唐到五代初(约在 AD750—900)即在中世纪暖期之前还有一个稍短的冷期，约持续 150 a，气温距平也在－0.5℃或稍弱。这在 Ge 等(2003)的曲线上也有明显的反映，冷期在 AD780—930。因此，可以确认中国(至少东部地区)在 1～2 kaBP 之前有两个冷期，在 AD200—500 及 AD750—900。Zhang 等(2008)根据万象石笋 $\delta^{18}O$ 认为，中国 DACP 约在 AD530—860 及 AD910—930，那时夏季风减弱。Liu 等(2006)综合比较了各种资料，指出存在 DACP(图 3.31)。

北半球平均温度　现在已经有若干个北半球温度序列长度达到了 2000 a，Mann 等(2008)曾绘制了综合图。从该综合图可以看出，公元后第一个千年温度一般讲低于 MWP，但高于 LIA 而且波动不如近千年大。虽然各序列有不小分歧，但是大体上还是可以看出有两个温度偏冷时期，约在 AD440—560 及 AD800—960。此外，Moberg 等(2005)给出低频变化，对公元后第一个千年的温度变化看得清楚，冷期在 AD400—600 及 AD800—900，前一个冷期温度距平约为－0.4℃，后一个约为－0.3℃(图 3.32)。这样看来，北半球与中国的情况类似，这 ka 中有两个冷期，后一个冷期从时间上讲与历史上的黑暗时代相近，但也不是完全一致。

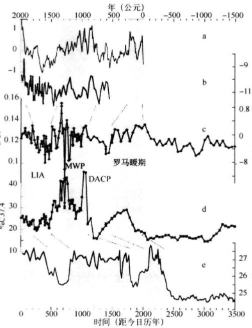


图 3.31　DACP 的中国气候记录

a. 综合温度(Yang *et al*. 2002)；b. 敦德冰芯 $\delta^{18}O$(Thompson *et al*. 2003)；c. 青海湖温度(Chu *et al*. 2005)；d. 青海湖盐度(Chu *et al*. 2005)；e. 青海湖气候湿润度(Ji *et al*. 2005；Liu *et al*. 2006)

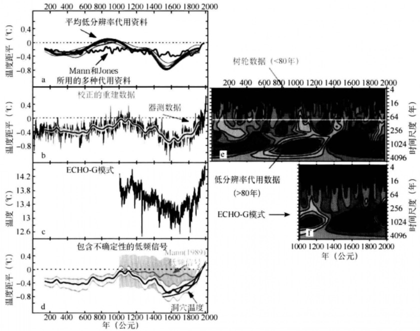


图 3.32　北半球平均温度

a. Mann 和 Jones(2003)(黑色)，其他颜色为不同序列的低频变化；b. Moberg 等(2005)低频变化，绿色为观测结果；c. 模式模拟；d. 低频变化(蓝色)，棕色为洞穴温度，MBH 为 Mann 等(1999)的低频变化；e. 功率谱(Moberg *et al*. 2005)

成因分析 Bond 等(1997)根据北大西洋浮冰碎屑(IRD)的变化确认全新世共发生 9 次冷事件。距我们最近的 1 次编号为 0,即 LIA,典型时间为 0.4 kaBP。编号 1 的一次即 1.4 kaBP 事件,日历年为 AD550,正好与上面谈到的欧洲气候冷湿时间一致。但是与中国或北半球的冷期有出入,AD550 正好在中国两次冷期的第一次末尾,几乎已经到了两次冷期之间。如果认为 1.4 ka 事件与 DACP 有关,则应注意到这种时间上的差异。当然 1.4 ka 冷事件本身也有 1 个时间范围,全新世的冷事件一般要有 100～200 a 的持续期,如 LIA 则时间还要长一些。另外,不同地区不同指标所反映的冷事件时间也有差异,这次事件最早的记录是 1.8 kaBP,最迟在 1.1 ka,中间差了 700 a。不过一般均认为冷事件与太阳活动的低值(^{14}C 的高值)有很好的一致性(Bond *et al*. 2001),而^{14}C 的峰值出现在 1.4 ka,所以经常还是把这次冷事件称为 1.4 ka 事件。

另有一种意见认为,强火山爆发可能是黑暗时代灾难的罪魁祸首。Keys(2001)首先举出古罗马历史学家的著作,说明 AD535—536 日月无光长达 18 个月之久,导致了瘟疫。接着他列举了一系列的树木年轮等记录,说明从西伯利亚到芬兰、爱尔兰直至波兰,乃至南半球智利和秘鲁在 6 世纪中期夏季低温。然后,他分析了可能发生了强火山喷发的地区,根据格陵兰冰盖及南极冰盖冰芯酸度确认了 6 世纪中强火山的爆发,特别是在印尼古代"编年史"中找到了相应的火山爆发证据。这个推论是有相当说服力的。不能排除是由于 6 世纪中强火山爆发造成了世界范围的夏季低温,但是,仅仅火山活动一个因素,似乎不足以解释 1～2 个世纪或更长时间的 DACP。因此,很可能太阳活动的减弱及强火山爆发同时造成了低温,而且因太阳活动减弱而形成的北大西洋冷事件可能又加剧了这种气候影响。

3.5.3 中世纪暖期和小冰期

LIA 是全新世离我们最近的一次气候突变。MWP 则往往是作为 LIA 的对照物来研究的,所以这一小节把 MWP 和 LIA 合并在一起分析。

MWP 由于时间上与中世纪大体一致,所以得到这个名称(Hughes and Diaz,1994b)。Lamb(1977)曾称之为"小气候最适宜期"(little climatic optimum)。也有的作者称为"中世纪气候异常"(medieval climatic anomaly),因为有不少地区气候干旱的特征更为明显(Trouet *et al*. 2009)。但是,现在一般仍多采用 MWP 这个名词。LIA 是 Matthes 等(1939)提出来的名词,指 4 ka 开始时的明显变冷时期。对全新世的冷期过去称为"新冰期"(Neoglacial)(Denton and Porter,1970),主要指高山冰川的冰进期。现在人们所称的 LIA,相当于"新冰期"4 个冷期中最晚的一次。Lamb(1977)最早指出 LIA 在 1550—1850 年。

20 世纪最后的 10 a 是 MWP 及 LIA 研究的兴盛时期。1991 年 9 月在日本东京召开了"小冰期气候国际讨论会",文集于 1992 年由东京都立大学出版(Mi kami,1992)。同年 11 月在美国亚利桑那的图森举行了"中世纪暖期讨论会",文集于 1994 年作为《气候变化》(Climatic Change)杂志的专号出版(Hughes and Diaz,1994a)。1997 年 8 月在冰岛雷克雅未克召开了欧洲、大西洋气候史学家研讨会,讨论北欧及北大西洋的小冰期气候,文集于 2001 年作为《气候变化》的专号出版(Ogilvie and Jónsson,2001)。虽然,目前对 MWP 和 LIA 是否是全球性的,有广泛的争议。但是,越来越多的学者认为应该继续保留这两个名词,同时也从更广泛的意义上来理解这两个名词,而不是用它来定义任何一个区域或局地的气候。

年代学 对 MWP 及 LIA 的年代划分是古气候研究中争议最大、资料也最丰富的问题。早期的研究多限于北大西洋、欧洲地区,例如,Grove(1988),Grove 和 Switzur(1994)主要是对冰川的研究。但是,近来的研究越来越倾向于把 MWP 及 LIA 视为北半球甚至全球的一个有典型特征的气候时期。尽管这并不意味着北半球或全球气候在各地均以同一步调变化,但是 MWP 气候偏暖、LIA 气候偏冷的优势特征则是无可否认的。因此对 MWP 及 LIA 的年代学,也有略微扩展的趋势(表 3.7,表 3.8)。

表 3.7　MWP 年代学(AD)

编号	作者	中世纪暖期的年代	资料来源
1	Lamb(1977)	950—1200	史料
2	Grove(1988)	900—1250	冰川
3	Hughes and Diaz(1994a)	800—1300	综合
4	Broecker(2001)	800—1200	洞穴、温度、雪线
5	Soon *et al*. (2003)	900—1300	综合
6	Jones and Mann(2004)	900—1300	综合

表 3.8　LIA 年代学(AD)

编号	作者	小冰期的年代	资料来源
1	Lamb(1977)	1550—1850	史料
2	Bond 等(1999)	1350—1860	深海沉积
3	Grove(2001)	1280—1900	冰川
4	Ogilvie 和 Jónsson(2001)	1250—1900	综合
5	Soon 等(2003)	1300—1900	综合
6	Jones 和 Mann(2004)	1300—1900	综合

气候特征　王绍武(1995)曾综合分析了东亚、欧洲、原苏联、北美、北极及南半球近千年的温度变化，指出在 12 世纪前半、13 世纪后半、15 世纪后半、17 世纪及 19 世纪有 5 个冷期，其中前 3 个较弱、后 2 个较强。根据分布于全球的 10 个序列 50 a 平均温度，近千年最暖在 11 世纪，最冷在 17 世纪；11 世纪可能比近千年平均温度高 0.3℃，17 世纪则比近千年平均温度低 0.7℃(Wang S *et al*. 2006)。因此，MWP 及 LIA 之间的振幅约为 1.0℃。中国是世界上 MWP(Zhang，1994；Yang *et al*. 2002)及 LIA(张德二，1991；王绍武等，1998b)均比较明显的地区。图 3.33 到图 3.35 给出三个 MWP 和 LIA 温度变化的例子。

成因分析　现在大多数作者同意：太阳活动(Stuiver *et al*. 1997；Jones *et al*. 2001a)及火山活动(Robock，2000；Crowley，2000)是 MWP 及 LIA 形成的主要原因。近千年平均温度与这两个因子有很高的相关，与火山活动相关系数为－0.49，与^{14}C 丰度相关系数为－0.73(王绍武，1995)，以这两个因子为主，同时考虑温室效应及 ENSO 用能量平衡模式所做的模拟也得到了很好的结果(Wang S *et al*. 2002)。当然，这并不排除还可能有不同的见解。例如，Broecker(2001)就认为 MWP 与 LIA 分别为 1500 a 循环的一个环节，这是全新世 8～9 个循环中距我们最近的一个循环。其形成的原因可能与水汽由大西洋输入太平洋有关。

大气环流　过去对 MWP 及 LIA 气候的研究多限于局地的气温或降水量，因此在不同地区时常有冷、暖或旱、涝的矛盾。21 世纪以来，特别近 5 a 利用局地气候重建近千年大气涛动的工作有了突破性进展。这些工作揭示了 MWP 及 LIA 时期大气涛动的差异，这样就能够从宏观的角度来观察气候变化。表 3.9 作了初步的概括。尽管这些工作还是初步的，但是已经能给我们提供一个 MWP 及 LIA 大气环流状况强烈对比的概念。这无疑是 MWP 及 LIA 气候研究的一个重大进展。

表 3.9　MWP 及 LIA 的大气涛动

编号	大气涛动	MWP	LIA	作者
1	NAO	强	弱	Trouet *et al*. (2009)
2	PDO	弱	强	MacDonald 和 Case(2005)
3	ENSO	类似 La Nina	类似 El Nino	Diaz 和 Pulwarly(1994)
4	AAO	中间状态	弱	Moreno *et al*. (2009)

注：NAO(北大西洋涛动)、PDO(太平洋年代振荡)、ENSO(厄尔尼诺—南方涛动)、AAO(南极涛动)。

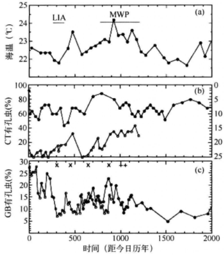


图 3.33　MWP 及 LIA

a. 北大西洋藻海(Sargasso Sea)SST；b. 北大西洋染赤铁矿(右)及东英格兰峡湾有孔虫 C. teretis(左)；c. 723A(圆点)及 Rc2730(圆圈)有孔虫 G. *bulloides*(%)(Gupta *et al*. 2003)

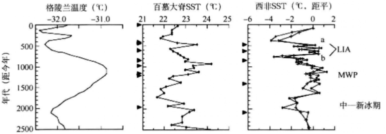


图 3.34　MWP 及 LIA

自左向右：格陵兰温度(℃)，百慕大脊 SST(℃)，及西非 SST(℃)(deMenocal *et al*. 2000a)

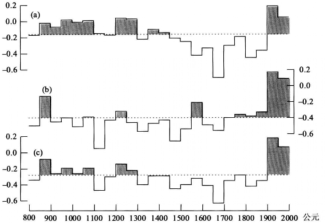


图 3.35　MWP 及 LIA，AD800 以来中国的温度

a. 中国东部；b. 中国西部；c. 全国(对整个 1200 a 平均距平，℃)(Wang S, *et al*. 2001)

3.6 小结

(1)总体上讲全新世气候温和,有一段时间人们认为这时期气候不仅温和而且稳定。但是,后来大量的事实证明,在全新世温暖气候的背景上,大约发生了8～9次冷事件,这些冷事件持续1～200 a,但是发生及结束一般均在几十年内完成,有时在不到10 a内完成。因此,称为快速气候变化,也有人称为气候突变。

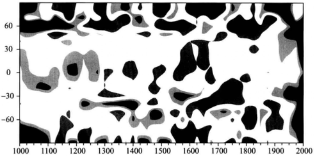
(2)全新世气候突变在北大西洋表现得十分清楚。深海沉积中的染赤铁矿及冰岛玻璃显示出全新世有8～9次的冷事件,发生在0.4～0.6 ka,1.4 ka,2.8 ka,4.3 ka,5.9 ka,8.2 ka,9.5 ka,10.3 ka及11.1 ka,编号0到8。8.2 ka事件可能是全新世最强的一次冷事件,或最强的两次冷事件之一。然而,8.2 ka事件的温度变化大约也只有YD事件振幅的1/3。LIA是编号为0的冷事件,其温度变化只有YD事件的1/5。总之,全新世的冷事件所表现出来的千年尺度振荡的振幅比冰期中的冰阶—间冰阶变化要小得多了。

(3)编号5到8的4次冷事件,即8.2 ka到11.1 ka事件被称为早全新世冷事件,一般认为与北大西洋融冰造成的淡水爆发有关。早全新世记录到10次淡水爆发,都发生在这4次冷事件发生的时段内。特别对8.2 ka事件淡水排放量及排放的路径都进行了大量的研究,并且用海气耦合环流模式进行了模拟。

(4)冷事件虽然是用北大西洋深海沉积定义的,但是冷事件的气候影响却是全球性的。其主要特点是北半球中-高纬度的变冷和低纬度季风气候区的变干。不少作者已经综合分析了8.2 ka事件、5.9 ka事件、4.2 ka事件全球气候异常的分布,均已证实了这个特点。这种特点在对8.2 ka事件的模拟中也得到了证实。

(5)然而6 ka之后北半球的两个大冰盖几乎已经完全消融,只余下格陵兰及北大西洋极地岛屿尚有冰盖,因此中-晚全新世冷事件就很难再用融冰的淡水爆发来解释了。有人认为太阳活动减弱可能是冷事件发生的另一个原因。但是,关于全新世太阳活动的绝对值尚有不同的估计。如何应用重建的太阳活动变化作外强迫,研究全新世冷事件的形成仍是一项正在进行的研究。

第 4 章　近千年气候变化[①]



① 本页的图选自王绍武等. 2005. 关于气候变化的争议. 自然科学进展, **15**(8): 917-922, 表示近千年全球温度变化, 纵坐标为纬度, 正为北纬, 负为南纬, 横坐标为公元年代, 红色表示暖, 蓝色表示冷, 白色表示距平在 −0.2～0.2℃之间, 其余色标间距 0.2℃。

4.1 近千年温度变化

4.1.1 全球平均温度序列

1998—2000年短短的3 a之内，国际上就发表了四个代表1 ka北半球或全球气温变化的曲线。为什么要把研究的时间范围扩大到1 ka，又为什么要建立北半球或全球气温变化的曲线？主要有两个原因：第一，要用足够长的序列来说明20世纪的气候变暖是否异常，从而推断这是否人类活动的结果。第二，要从北半球或全球尺度来判断近千年中是否确实存在MWP及LIA。因为这两个气候事件均发生在人类活动可能产生明显影响之前，所以大多数作者都把它们归之于自然气候变化。如果自然变化也是全球性的，而且变化幅度接近或甚至超过了20世纪的气候变暖，则表明20世纪的变暖也可能是自然原因造成的。2001年发表的IPCC（政府间气候变化协调委员会）报告（Folland *et al*. 2001）引用了这方面的最新的研究成果，并着重指出：(1)20世纪的气候变暖（百年气温上升(0.6±0.2)℃）是1 ka以来最强烈的。(2)20世纪90年代可能是近千年中北半球最暖的10 a。(3)1998年可能是最暖的1 a。这是对现代气候变暖的最重要评价。而千年气温序列，则是作出这个评价的主要依据。因此有必要对相应的1 ka气温变化序列的建立、不确定性及其可能提供的信息作一个分析。

根据观测记录建立的全球平均气温序列仅开始于1861年（Folland *et al*. 2001）。因此，要向前延伸北半球或全球平均气温序列，只能依靠代用资料。Mann等(1998)首先成功地建立了近600 a北半球的气温序列，后来又推广到1 ka(Mann *et al*. 1999)，这一结果用代号M表示。Mann等(1998)的做法是强调关键地区的气温与全球气温变化的主分量(PC)有密切关系。因此，利用能反映气温变化主分量的少数代用资料，可重建全球的气温场。但是Jones等(1998)认为对建立全球平均温度场而言，没有什么重要和不重要地区之分，所以他是直接把17个代用资料平均得到全球平均，其代号为J。然而Crowley和Lowry(2000)认为这两个序列所采用的代用资料站数前后不均匀，即早期少后期多。所以采用15个均达到1 ka的站，得到北半球的平均气温，其代号为C。后来Briffa(2000)利用北半球高纬度的树木年轮建立了平均气温序列，其代号为B。这样就有了四个平均气温序列(Jones *et al*. 2001a; Jones *et al*. 2001b)。表4.1中数字表示每个序列所用代用资料站数，括号中数字为达到1 ka或至少有0.9 ka的代用资料站数。实际上，Crowley和Lowry(2000)所指出的序列不均匀性是十分严重的。最典型的是Mann的序列，在重建前600 a的序列时，采用了31个年轮、6个冰芯、7个珊瑚、8个史料还有年轮的PC系数，每个系数又由若干年轮序列构成，共计约70余项，资料可谓丰富。但是其中大约只有1/3向前延伸到AD1400 a。像珊瑚资料仅开始于1750年。所以即使这600 a内序列也是不均匀的。后来扩展到1 ka则仅用了12个代用资料，其中只有北美年轮的三个PC系数又由若干年轮序列组成。J所用的17个代用资料序列中只有七个，B的七个序列中只有三个达到1 ka。这自然对序列的代表性有很大影响，也就是说M,J,B三个序列的前半段不确定性是非常大的，而且前后用的资料站数不同。

表4.1 重建近1 ka平均温度序列所用的代用资料站数[a)]

代号	北半球	南半球	全球	文献
M	8(8)	4(4)	12(12)	Mann *et al*. 1999
J	10(4)	7(3)	17(7)	Jones *et al*. 1998
C	15(15)		15(15)	Crowley和Lowry, 2000
B	7(3)		7(3)	Briffa, 2000
W	20(20)	10(10)	30(30)	王绍武等, 1996

a)括号中数字为达到900 a以上长度的资料站数

C序列是比较完整的，但是所用的15个代用资料中只有七个分辨率达到年，五个分辨率为10 a，三

个分辨率为 50 a。所以尽管 C 序列早期与后期所应用的资料站数是一样的，但是要由 C 序列分析近 1 ka 的年平均气温变化也是不可能的。分辨率为 10 a 或 50 a，实际上已经排除了年时间尺度的信息，或者说年时间尺度的变化已大为削弱。所以 Jones 等(2001a;2001b)只分析 50 a 以上的滤波结果是十分恰当的。从表 4.1 可以看出 C 及 B 仅限于北半球中高纬，J，M 在南半球的序列也不多，所以应该认为这四个序列主要反映了北半球，特别是北半球中、高纬的气温变化特征。表 4.2 列出各序列所用的代用资料来源。同样括弧中数字表示达到 900 a 以上的序列。显然在这里树木年轮资料占了很大的比重。因此，尽管一些作者认为自己的序列代表年平均气温(Mann *et al*. 1999)，但是 Jones 等(2001b)还是把这些序列与 4—9 月的夏半年气温比较，这是有道理的。

表 4.2 重建近 1 ka 平均温度序列资料来源[a]

代号	年轮	冰芯	史料	孢粉	珊瑚	洞穴	冰川	海冰
M	9(9)	3(3)						
J	8(6)	4(1)	2(0)		3(0)			
C	8(8)	3(3)	2(2)	1(1)				1(1)
B	7(3)							
W	8(8)	8(8)	7(7)	2(2)		3(3)	2(2)	

a)括号中数字为达到 0.9 ka 以上长度的资料站数

由于各种代用资料的时间分辨率不同。所以，在同时应用这些代用资料时，实际上只能研究最低的分辨率所反映的气温变化，即低频变化。王绍武等在 20 世纪 90 年代先后根据代用资料研究了近 1 ka 的气温变化(Wang S，1993;王绍武等，1996)。图 4.1 给出 30 个代用资料站的位置，原序列情况参看附录 4.7。为了保证序列的均匀性，统一采用 25 a 的分辨率。起始年为 AD1000 年，依次为 1025 年，1050 年，…，1975 年。这样把 30 个代用资料序列都统一到同一时间尺度。其中分辨率高的序列则作 50 a 滑动平均。这样每个序列均有 40 个同一时刻的值。但是有的代用资料没有转换为气温，有的缺少 1975 年，所以用近百年气温观测资料作了插补。没有换算成气温的按相应地理位置近百年气温的变化进行标定(calibration)(王绍武等，1996)。这样就得到 30 个近 1 ka 平均气温序列，其代号为 W，一律对近 1 ka 平均求距平。图 4.2 给出 30 个站的气温变化曲线。

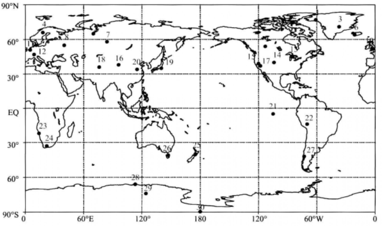


图 4.1 W 序列所用 30 个代用资料站的地理位置(Wang S *et al*. 2002)

为了研究近 1 ka 气温变化的原因，也同时为了检验代用资料所建立的 1 ka 气温变化序列，先用能量平衡模式模拟了近百年的全球平均气温变化(毕鸣等，1996)。这里采用的是海气耦合模式。其中大气为零维

模式，海洋模式中考虑了海水的上翻和扩散。辐射强迫因子包括太阳活动造成的太阳辐照度变化、火山活动引起的大气透明度的变化、温室气体增加导致的温室效应加剧。这是一般在气候模拟中均考虑的因子。此外，增加了ENSO的影响。用这四个因子模拟的近百年全球年平均气温与观测值的相关系数达到0.88。模式中的辐射强迫的处理见毕鸣等(1996)。由于利用这个模式能较好地模拟近百年的气温变化。所以，根据同一模式作了AD1000 a到1999年的1 ka模拟，与百年积分不同的是应用了近1 ka这四个强迫因子的序列(表4.3)，模拟结果用S表示。

我们把曲线W与其他作者的曲线及模拟结果作一个比较研究。为此，对M，J，C，B四条曲线的50 a低频波曲线也按W曲线的时间分辨率，读出AD1000，1025，1050，…，1975年的值。同样模拟结果也取出相同时刻的值(图4.3)。表4.4列出6条曲线之间的相关系数。从图4.3可见，各个不同作者所给出来的曲线的低频变化是相当一致的。这里分辨率为25 a，即1000 a中有40个点。这时如果相关系数达到0.40就有99%的信度，达到0.50就有99.9%的信度。

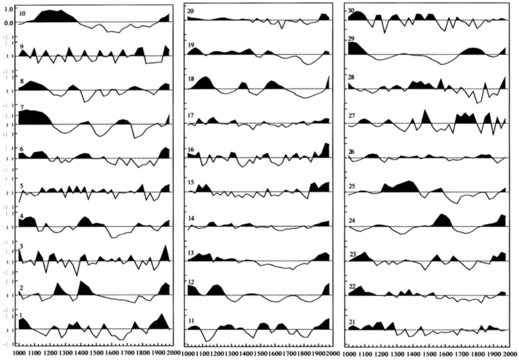


图4.2　W序列所用30个站的近千年气温变化(℃)(Wang S *et al*. 2002)

表4.3　1 ka气候模拟所用辐射强迫因子(Wang S *et al*. 2002)

因子	资料性质	文献
太阳活动	树木年轮^{14}C	Stuiver *et al*. 1986
火山活动(北半球)	冰芯酸度	Porter，1986
火山活动(南半球)	冰芯中质点	Mosley-Thompson *et al*. 1982
CO_2	冰芯气泡	Houghton *et al*. 1995
ENSO	史料、冰芯	Diaz *et al*. 1994

表 4.4 1 ka 温度重建与模拟结果相关系数及标准差(s)(Wang S *et al*. 2002)

序列	M	J	C	B	W	S
M	×	0.77	0.79	0.60	0.73	0.65
J		×	0.81	0.69	0.74	0.56
C			×	0.66	0.85	0.76
B				×	0.84	0.59
W					×	0.83
S						×
σ(℃)	0.10	0.11	0.16	0.17	0.18	0.13

由此我们可以得出什么结论呢?(1)5 条重建的气温序列中,每个序列与另外四个序列的相关系数的平均值均在 0.70 以上。但以 W 与其余四个序列的相关系数最高,达到 0.79,这说明虽然不同作者应用的原始资料有所不同,得到的低频变化的信息则比较接近,W 由于应用资料较多,代表性较好,(2)5 个序列与模拟序列的相关系数变化于 0.56~0.83 之间,都达到了 99.9%的信度。因此,无论从那一条曲线来看模拟均是成功的。由于进行模拟与建立序列是完全独立进行的。反过来也可以认为每个序列都在一定程度上反映了气候变化的基本特征。但是 W 与模拟结果的相关最高,达到 0.83. 这表明 W 包含的气候变化信息最多。(3)表 4.4 中给出了每个序列的标准差。标准差愈大即气候变化振幅最大。模式模拟,在某种程度上也像用统计方法拟合曲线一样,即模拟的振幅总是低于实际气候变化的振幅,能量平衡模式尤其是这样,所以 S 的标准差较低是可以理解的。各曲线标准差也不同,C,B,W 三个序列标准差较高,在 0.16~0.18℃之间。而 M 及 J 两个序列只有 0.10~0.11℃,甚至还低于模式模拟的结果。这可能与建立序列采用的方法有关;例如在采用树木年轮资料时,为了除去生长期的影响也除去了一部分低频变化,或者采用回归的方法拟合气温也使振幅有所削弱。不过无论如何,W 序列的振幅最大,说明在资料处理过程中,在更大程度上保留了低频变化的信息。而且与模拟的结果最接近。

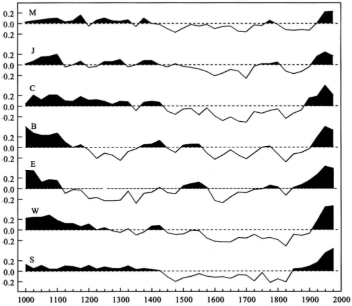


图 4.3 1 ka 气温重建及模拟结果

M. Mann *et al*. (1999);J. Jones *et al*. (1998);C. Crowley 和 Lowry(2000);B. Briffa(2000);E. Esper *et al*. (2002);W. 王绍武等(1996);S. 模拟(王绍武等,1996)(Wang S *et al*. 2002)

从以上的分析中能够对1 ka的温度变化得到以下几点结论：(1)小冰期是比较明显的，无论哪一个序列还是模拟结果，在15世纪后半叶，17世纪及19世纪有3个冷期，(2)中世纪暖期则不如小冰期一致。但各序列在11世纪到12世纪气温均明显高于千年平均，(3)以1900，1925，1950及1975年的平均代表20世纪。C，B，W三个序列11世纪的值还高于20世纪的值或与之接近。不过1861—2000年的气温观测资料(Folland *et al*. 2001)表明在低频变化曲线上，2000年的值可能比1975年高0.45℃。这样如果用1925，1950，1975及2000年计算百年平均，则对千年平均的距平可能达到0.50℃左右，那时百年平均则显著高于11世纪到12世纪中任何百年的平均，而用AD1900，1925，1950及1975年平均则只有0.25℃。所以，可以认为如果考虑了20世纪最后的变暖，则20世纪百年平均气温明显高于近千年中任何连续的一百年。

重建W序列可能包含的误差。误差显然来自两个方面：由于站点不够密造成的误差，以及由于代用资料不能充分代表气温所造成的误差。对于后者，Jones等(1998)已经进行了许多讨论，这里想着重对前一种不确定性作一个分析。正好近来作者用CCM3.6模式完成了130 a的模拟。这里只说明，这是用观测的海面温度(SST)强迫大气环流模式得到的1872—1999年的结果。这个序列虽然是模拟的，但计算的全球平均气温与观测序列有很好的相关(0.93)，而这个序列有100%的覆盖面，观测序列即使在近期也只有80%～90%的覆盖率，早期则只有30%～40%的覆盖率，所以模拟的序列更适于作这样的检验。我们从中选取1900—1999年100 a来研究这个问题。设计很简单。按图4.1中经纬度位置在模拟的全球地表气温场中取相应的30个点。把这些点的气温作算术平均求得1900—1999年逐年气温距平(称为T)。然后，对全球所有网格点，按面积加权平均求出1900—1999年的全球平均气温(称为T_0)计算T与T_0的相关系数达到0.89，这表明从百年的模拟来看用30个站来建立代表平均序列是可能的。T与T_0之差的方差σ为0.14℃。这样如果以2σ为可能误差范围，超过±0.28℃概率大体上为5%。因此，可以认为1925，1950，1975及2000年构成的百年平均，显著高于过去1 ka中的任何一个100 a。当然，需要再次指出，这是仅考虑了资料覆盖面影响的结果。

4.1.2　中国平均温度序列

1 ka温度变化是目前国际上争议较大的热门问题。讨论的焦点是：20世纪是不是近1 ka来最暖的一个世纪，或者20世纪的变暖是否是近千年来最强的。事实上，一个中心问题即：中世纪暖期和20世纪现代暖期相比较究竟何者更暖？20世纪的温度有比较系统的观测，分析方法较为成熟。所以，要比较这两个时期关键是对中世纪暖期的温度做出估计。在1 ka前，显然没有任何直接温度观测资料可资利用。因此，所有的估计都是以代用资料为基础。

然而，由于资料的不足，特别是高分辨率的、达到千年以上的温度代用序列的不足。显然，仅用少数序列代表性是不够的。在这种情况下，建立有代表性的区域温度序列成为研究全球温度变化一个重要的环节。中国包括了世界上最高的高原和广袤的沙漠，因此研究中国的温度变化对认识全球温度变化有重要的意义。

杨保等(2006)，葛全胜等(2006)，郑景云、王绍武(2005)曾综合分析了中国西藏高原，或东部的温度变化。但是仍缺少对近千年中国全国温度变化的研究。本节的目的就是建立一个覆盖面比较完整的温度序列。鉴于代用资料的性质，分辨率取为10 a，即1000s(AD1000—1009，下同)，1010s，…，1990s。同时，重点比较分析中世纪暖期、小冰期、和20世纪现代暖期。

研究的基础可以分两个方面：分析方法与资料来源。王绍武等(1998a；1998b)在建立近百年和小冰期中国温度序列时把中国分为10个区，然后再根据区的面积加权计算中国平均温度。这种方法的好处是能够在空间上有较好的代表性。这里我们仍然采用这种分析方法，先建立10个区的温度序列，然后再求中国平均。

近来不同作者陆续发表了一些高分辨率的中国区域温度代用序列。如：北京石花洞的石笋(Tan *et al*. 2003；谭明等，2006)，青藏高原的冰芯(Thompson *et al*. 1989；1997；2000；2003；Yao *et al*. 1996；姚檀栋等，2006)，祁连山(邵雪梅等，2003)、青海(康兴成等，1997)树木年轮等。对中国东部(Ge *et al*.

2003)、高原(Yang *et al*. 2002;2003)还专门进行了分析。这些序列均含盖了过去千年以上的时期,时间分辨率也达到了年到年代,可以用来研究中国不同地区的温度变化。

需要指出,利用代用资料重建古温度序列是有局限性的:(1)不同的资料可能反映不同季节,如树轮反映生长季温度,冰芯则反映降水集中的季节的温度。(2)时间分辨率也不同,年轮、冰芯可以达到年,石笋、湖泊沉积、孢粉则至多只有几十年。(3)代用资料可能并不仅只反映温度的变化,有时降水也有影响,如石笋、下树线树轮、低纬冰芯。因此,加强对降水量变化的研究对认识温度变化有重要意义。不过,无论如何,这些代用资料还是包含了温度变化的重要信息。

图 4.4 给出中国 10 个区中心气象站(黑点)及所用代用资料(圆圈)的地理位置。下面就逐一介绍每个区代用序列的资料来源及同化方法。由于这里在王绍武等(1998b)研究的基础上向前扩展、延伸、订正温度序列,所以把王绍武等(1998b)的序列称为原序列。

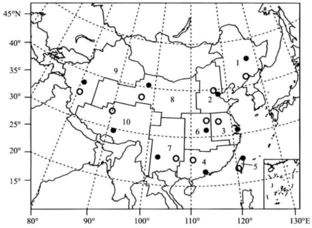


图 4.4　中国 10 个区的分区(数字为区号)及每个区中心气象站(黑点)和代用资料(圆圈)地理位置(王绍武等,2007)

1 东北　在王绍武等(1998b)研究中,1600s 到 1870s 东北用的是根据树木年轮建立的序列。Hong 等(2000)利用金川泥炭资料给出反映温度的代用资料序列。Yang 等(2002)做出近 2000 a 的标准化温度序列。把这个序列 1700s 到 1940s 与原序列中东北的序列比较,相关系数达到 0.57。由于这是两个性质完全不同的序列。因此,说明有较好的代表性。两个序列的同化分以下几步:(1)原序列与泥炭序列标准差之比～1.5。所以把泥炭序列×1.5。(2)原序列的平均近于 0,泥炭序列的平均为−0.43,所以把距平加 0.43℃。(3)考虑到早期树木年轮资料可靠性较差,原来用树轮的 1600s—1690s 也改用泥炭序列,这样 1700s 之前一律用泥炭序列。

2 华北　王绍武等(1998b)研究中华北有 1380s 以来的 10 a 平均温度距平。因此,主要问题是如何补充 1000s 到 1370s 的温度距平。Tan 等(2005)有北京石花洞石笋 $\delta^{18}O$ 的记录,负值大反映温度高。1400s 到 1950s 两个序列之间的相关系数达到 0.78,超过了 99%信度。况且,这也是两个完全独立的序列,不仅资料不同。分析方法也完全不一样,能有这样的相关,只能说明资料有较高的可信度。因此用石花洞的序列补足华北的气温距平。做法是:(1)把石花洞石笋序列标准化,然后乘以原序列中华北序列的标准差,这样就得到了振幅与原序列一致的序列。(2)由于两个序列的平均值差别较大,因此不能直接订正平均值。1500s 到 1650s$\delta^{18}O$ 增加 0.9‰,同期温度下降 0.8℃。1000s 到 1490s 比 1550s—1640s $\delta^{18}O$ 低 0.6‰,相当气温高 0.5℃,而原序列中 1550s—1640s 平均温度距平在−0.4℃左右,所以 1000s 到 1390s 平均温度距平应为 0.1℃左右,据此来确定石笋序列的平均值。(3)考虑到石笋序列连续性好,而早期史料不确定性大。所以,1380s 到 1490s 不用原序列中根据史料建立的序列,而改用石笋序列。这样 1500s 之前即全用石笋序列。

3 华东　王绍武等(1998b)研究中华东根据史料建立了 1380s—1870s 的 10 a 平均温度序列。可惜目前华东地区高分辨率的古温度代用资料很少,仅有少数孢粉序列(王永吉等,1986;李瑞敏等,1996)揭示了 1000s 到 1370s 的温度变化趋势。但是,分辨率仍然很低,一般在 50 a 以上,而且需要重新标定。具体做法是:(1)用李瑞敏等(1996)的曲线定出每 50 a 一个的标准化距平值。(2)乘以原序列中华东序列 1700s—1990s 的标准差,再内插出每 10 a 平均值。(3)根据两个序列 16 世纪的平均值确定孢粉序列的平均值。

4 华南　王绍武等(1998b)研究中华南仅给出 1520s 以来的温度距平。前 500 a 主要证据是石笋 δ^{18}

O(Tan,2005)。插补的做法是:(1)把香水洞的序列(Tan and Cai,2005)标准化。(2)乘以原序列中华南序列 1700s—1990s 的标准差。(3)根据两个序列 16 世纪的平均值确定石笋序列的平均值。此外,深海沉积 $\delta^{18}O$(李学杰等,1996;黄镇国等,2002)的 SST 变化也支持了这个结果。

5 台湾　王绍武等(1998b)研究中台湾 1500s 以来的 10 a 平均温度距平是根据台湾和福建的史料重建的。Luo 等(1997a;1997b)根据大鬼湖及嘉明湖的有机碳总量(TOC)及 C/N 比研究了台湾的温度变化。杨保等(2006)据此建立了大鬼湖及嘉明湖两条标准化温度曲线 1600s—1890s 湖泊沉积和史料 50 a 平均值之间的相关系数达到 0.37。插补步骤如下:(1)把杨保等(2006)中的两个标准化曲线读出 10 a 距平作平均,(2)乘以原序列中台湾 1600s—1890s 的标准差。(3)根据原序列中台湾序列 1600s—1890s 的平均,订正湖泊序列。

6 华中　王绍武等(1998b)研究中华中主要根据史料给出 1470s 以来的温度距平。这个区早期几乎没有什么年轮、冰芯之类的资料可以参考,主要要依靠史料。宋朝建立于 960 年,元朝建立于 1271 年,明朝建立于 1368 年。所以,我们研究的这 1000 a 的前 500 a 处于宋、元、明三个朝代。这一时期中原地区有关气候的记载比较多。满志敏(施雅风总主编张丕远主编,1996)曾给出 960s—1100s 的温度距平。利用最近公布的《中国三千年气象纪录总集》(张德二,2004),根据建立原序列的方法,我们建立了 1000s 到 1460s 的温度距平。作法是:(1)根据建立原序列的方法确认寒冷事件:分 −0.5,−1.0 及 −2.0 等 3 级。暖事件为 0.5。(2)按每 10 a 寒冷事件指数总和与满志敏的序列比较,960s—1100s 相关系数达到 0.58。(3)对满志敏的序列作标定,寒冷指数 1,相当于 0.22℃,十分接近过去建立原序列采用的一个单位指数相当 0.2℃的标准。(4)对 1000s 到 1460s 确定每 10 a 的寒冷指数,并转换为温度距平。

7 西南　王绍武等(1998b)研究中西南仅给出 1500s 以后的序列。目前有董哥洞的石笋 $\delta^{18}O$ 序列(Tan and Cai,2005)。具体做法是:(1)把 1000s—1590s 的石笋序列标准化,内插得到 10 a 的距平值。(2)乘以原序列中西南序列 1700s—1890s 的标准差。(3)用 16 世纪两个序列重叠部分估算平均值,使两个序列衔接。此外,川鄂交界的神农架大九湖孢粉序列(何报寅等,2003)也可以参考。

8 西北　仍然用王绍武等(1998b)原序列中根据敦德的冰芯 $\delta^{18}O$ 建立的序列。

9 新疆　仍然用王绍武等(1998b)原序列中根据古里雅冰芯 $\delta^{18}O$ 建立的序列。

10 青藏　王绍武等(1998b)中用青海的树木年轮代表青藏高原,因为当时还没有适合的冰芯资料。现在改用普若岗日与达索普的 $\delta^{18}O$ 平均(姚檀栋等,2006)。1880s—1990s10 a 平均温度距平观测及冰芯序列的相关系数为 0.66。因此用冰芯序列代替过去的树木年轮。具体作法是(1)把两个站平均 $\delta^{18}O$ 序列对 1880s—1970s 观测序列(王绍武等,1998a)作标准化。(2)1880s 之前用标定后的冰芯序列,从 1880s 开始用温度观测序列。

这样就建立了中国 10 个区,每个区自 1000s 到 1990s 的 10 a 分辨率序列,每个序列 100 个值。需要指出王绍武等(1998b)论文发表时,1990s 的值只用 1990—1996 年平均,现在均改为 1990—1999 年平均。有了 10 个区的温度序列,按各区面积加权平均,就得到中国平均温度序列。这个序列与以往发表的各序列不同之处,就是有统一的时间分辨率和完整的覆盖面。

需要说明:本文引用的各种代用资料,时间分辨率和精度各有不同。2～5 区在 1500 年之前年代际变化较弱,仅显示出百年尺度的变化。这自然和应用的代用资料性质有关。8～10 区应用冰芯资料,所以,年代际变化较强。另外,对于中国的气候分区,10 个区只是一种方案。最近的研究表明:这样建立的温度序列,与英国 CRU 0.5°×0.5°经纬度格点资料相关系数高达 0.84(闻新宇等,2006)。这表明 10 个区的分区方案是可取的。另外,有的区可能并不仅有一个代用资料序列,我们仅选用了一个与过去建立的近千年后期温度有较好相关的序列,说明这只代表一种选择,自然也有不确定性。我们希望今后能开发出更好的代用资料序列,进一步改进中国温度序列的重建。

图 4.5 给出 10 个区的温度序列,以下一律对千年平均求距平。从图 4.5 可以很容易地看出,中国东部与西部温度变化的趋势有很大的不同。东部在 AD1000 年到 1300 年之间大多有一个气温超过近 1 ka 平均的暖期,短的 30～50 a,长的可达 100 a 以上,大部分距平在 0.3～0.5℃,有的达到 1℃以上。而西部在 AD1000 年到 1300 年之间没有明显的暖期。东部小冰期(16—19 世纪)明显,而西部则不突出,或时间

不集中。这种特点在中国东部（1～7区）和西部（8～10区）平均的气温变化曲线（图4.6）上看得很清楚。

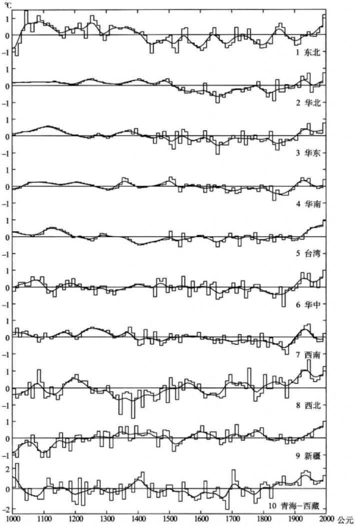


图4.5　近1 ka中国10个区温度距平（对近1 ka平均）（王绍武等，2007）

表4.5给出中国东部、西部及全国每个世纪的平均气温距平。可见东部11—14世纪都是正距平。15—19世纪均为负距平，20世纪才转为正距平。但是西部则变化趋势不同，11—17世纪为负距平，18—20世纪为正距平，并且20世纪变暖的程度比东部强烈得多。

表4.5　11—20世纪中国东部、西部及全国平均温度距平（℃）（对近1 ka平均）（王绍武等，2007）

世纪	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
东部	0.21	0.20	0.21	0.15	−0.07	−0.16	−0.29	−0.17	−0.27	0.19
西部	−0.23	−0.12	−0.03	−0.20	−0.06	−0.13	−0.25	0.09	0.21	0.72
全国	−0.02	0.03	0.09	−0.04	−0.07	−0.14	−0.27	−0.03	−0.01	0.47

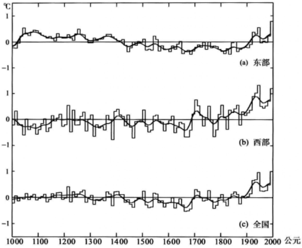


图 4.6　近 1 ka 中国东部(1～7 区)(a)，西部(8～10 区)(b)及全国平均(c)温度距平(对近千年平均)(王绍武等，2007)

下面对近千年的三个特征时期进行专门的讨论：

中世纪暖期　我们采用 Soon 等(2003)的标准把 11—13 世纪期间连续五个 10 a 平均气温距平超过近千年平均做为暖期的标志。图 4.7 用方格表示暖期，当有五个以上连续的 10 a 为正距平时，取距平值最高的 50 a。如有两个不相连的 50 a 则距平较大的用方格，距平较小的用斜线。可见暖期集中在两个时段：1040s—1130s 及 1170s—1260s。图 4.8 给出中世纪暖期两个 100 a 的平均气温距平。显然，西部与东部不同，特别是青藏在这两段暖期温度均为负距平。

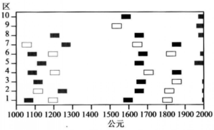


图4.7 中世纪暖期（11—13世纪），小冰期（16—19世纪）和现代暖期（20世纪）示意图(王绍武等，2007)

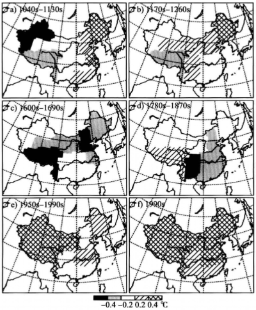


图 4.8　MWP(a. 1040s—1130s；b. 1170s—1260s)，LIA；c. 1600s—1690s；d. 1780s—1870s)，及现代暖期 e. 1950s—1990s；f. 1990s)平均温度距平(℃)

小冰期　以16—19世纪期间连续50 a气温低于近千年平均为冷期，则中国东部冷期集中在两个时段：1600s—1690s及1780s—1870s。这大体上就是不少作者指出的中国小冰期的第二、第三冷期（王绍武等，1998b）。过去的研究已经指出，小冰期的第一个冷期较短，且寒冷程度不强。因此用现在的标准显示不出来。图4.7用阴影给出各区的冷期。同样当有两个50 a冷期时，较冷的用深色，次冷的用浅色。从图4.8也可以看出在东部为小冰期时，新疆温度属于正常。青藏仅在17世纪有负距平，在1780s—1870s则为正距平。这表明小冰期在中国西部不典型。

现代暖期　现代中国的气候变暖主要发生于20世纪，特别是最后的两个10 a。但是，1980s华南（4区）和西南（7区）仍为负距平（对千年平均）。1990s才10个区一律为正距平。图4.7用方格标出各区的现代暖期。图4.8给出1950s—1990s和1990s的温度距平。可见20世纪后半中国西部变暖明显，近10 a则整个中国的变暖都是非常突出的。

4.1.3　中世纪暖期和小冰期的地域性

Jones和Mann(2004)首先明确提出要慎用MWP和LIA这两个名词，其理由是：(1)不同地区之间，甚至同一地区（如一个洲）之内，几个气温序列常有较大差别。这两个名词是研究欧洲—北大西洋地区气候时提出来的，因此不能代表北半球或全球。(2)Hughes等(1994a)和Bradley等(1992)曾分别详细研究了MWP和LIA，结果认为在不同地区MWP和LIA出现的时间有很大差异。

另一种针锋相对的观点就是Soon等(2003)，他们对18个区域、半球或全球序列，以及139个单点序列进行了分析，检查MWP(AD800—1300)或LIA(AD1300—1600)中有没有连续50 a以上的暖期或50 a以上的冷期。结果18个区域、半球或全球序列之中有15个在MWP有暖期，占总数的83.3%，有10个在LIA有冷期占总数55.6%。139个单点序列中有122个有暖期，109个有冷期，分别占87.7%及78.4%。因此，认为MWP及LIA确实是存在的。王绍武，叶瑾琳(1996)曾分析了全球30个千年温度序列，其中20个在北半球，10个在南半球。结果有24个最暖期出现在AD1000—1200，有27个冷期出现在AD1550—1850，分别占80%和90%，肯定了MWP和LIA的存在。

当然，无论以上哪一位作者，应用的资料都不可能认为是非常充分的。而且不同地区MWP或LIA出现的时间也有差异。但是，却不应该由此就否定MWP或LIA的存在。MWP或LIA应该是指一种占优势的气候特征或气候趋势，而不可能是覆盖半球或甚至全球的完全相同符号的气候变化。

图4.9及4.10给出Soon等(2003)所确认的MWP及LIA。图中红色表示MWP中有暖期，LIA中有冷期。单点用方块表示，方框代表区域特征。可见MWP至少在7个区是明显的：北美、北大西洋—欧洲、东亚、南美南部、非洲南部、新西兰及赤道太平洋中部。但是赤道东太平洋是冷的，这说明MWP时赤道太平洋为类似La Niña状态。这在本章的下面几节还要谈到。LIA的一致性相对小一些，主要在北美、北大西洋—欧洲、东亚、南美南部、及非洲南部。

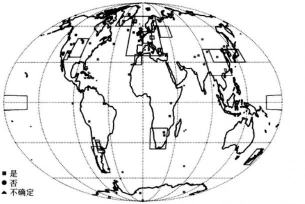


图4.9　MWP(AD800—1300)中至少连续有50 a暖（红色）、没有（绿色）、不确定（蓝色）(Soon *et al*. 2003)

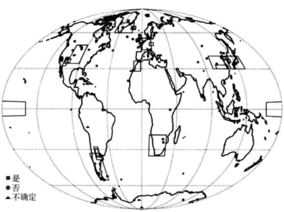


图 4.10　LIA(AD1300—1600)中至少有连续 50 a 冷(红色)、没有(绿色)、不确定(蓝色)(Soon *et al*. 2003)

Mann 等(2009)也在一定程度上改变了自己的观点，使用了这两个名词，但是用中世纪气候异常(Medieval Climatic Anomaly，MCA)来代替 MWP。而且给出了 MCA(AD950—1250)及 LIA(AD1400—1700)的全球温度异常分布(图 4.11)。尽管人们对 Mann 等(2009)重建的温度距平仍有不同的评价，但是 MWP 时北美、北大西洋—欧洲、东亚有正距平是明显的。赤道太平洋也呈类似 La Niña 状态。LIA 时冷的地区不少，不过大多居于纬度较高的地区，北美北部、欧洲大陆北部及靠近南美南部、南非、澳大利亚—新西兰南部的环南极大洋也是一个明显的负距平带。这是一个很值得注意的气候特征。

图 4.12 为 Mann 等(2009)给出的重建资料与模式模拟结果的比较。当然用 MCA-LIA 已经隐藏了许多不确定性，如 MWP 时整个亚洲北部也是负距平，只不过负距平的绝对值不如 LIA 时大，结果差值仍为正。但是，NCAR 的模拟确实乏善可陈。GISS 模式虽然能模拟出北美及欧洲等地的显著正差值，但是未能模拟出赤道太平洋的类似 La Niña 状态。这是对模拟研究的一个重大挑战。

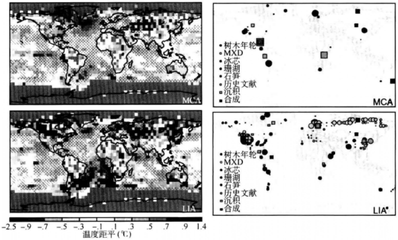


图 4.11　MCA(上)及 LIA(下)全球温度距平(左)、资料来源(右)(Mann *et al*. 2009)

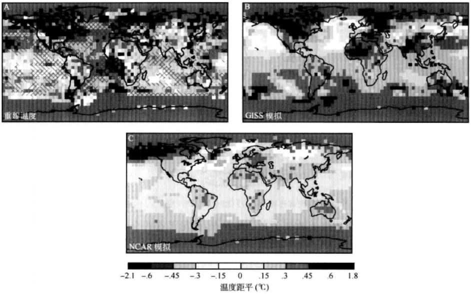


图 4.12　MCA-LIA 温度距平差

A. 重建温度；B. GISS 模拟；C. NCAR 模拟(Mann *et al*. 2009)

4.2　夏季风降水变化

第 2.4 节曾经指出，全新世夏季风有明显的减弱趋势。但是把时间尺度缩小到近 1 ka，问题就比较复杂了，一是不少序列缺少最后数百年到千年的记录。有的分辨率不够，不足以确认在近千年中夏季风是否继续减弱。二是近 1～200 a 已经有了观测资料，代用资料如何与观测资料衔接。不过这个问题目前大多解决得不好，因此只能以代用资料为主，分析近千年降水量变化的趋势。由于季风区降水量是全球降水量变化的一个十分重要的组成部分，而且代用资料也比较丰富，所以这一节重点讲夏季风降水变化。

4.2.1　印度夏季风

从全新世角度来看，从东非经阿拉伯半岛、阿拉伯海、印度半岛、乃至孟加拉湾，常常概括为南亚季风区。到近千年，我们希望能够看得更细一些，特别是希望能够看到印度季风的核心地区的资料。可惜这方面的代用资料并不多。湖泊沉积(Enzel *et al*. 1999；Prasad *et al*. 1997)、孢粉及树木年轮(Phadtare and Pant，2006；Yadav and Singh，2002)资料，或者时间分辨不够高，或者序列不够长。因此，近来开发出来的印度半岛中部 Dandak 洞(19°N，82°E)的石笋记录是十分可贵的(Berkelhammer *et al*. 2010；Sinha and Berkelhammer，2010)。这个洞正好在季风降水的核心区，那里的降水与全印度降水量有很高的相关($\gamma^2=0.60$)，况且石笋 $\delta^{18}O$ 与降水为负相关，所以可以用来做夏季风降水的代用资料(图 4.13)。

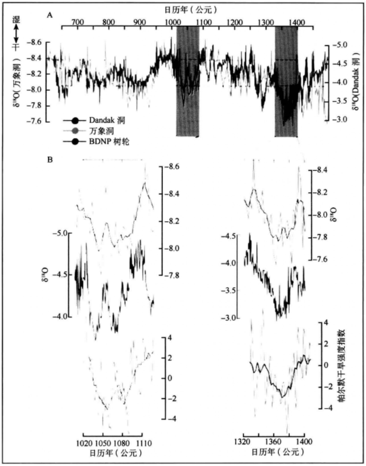


图 4.13　Dandak 洞（蓝色）及万象洞（绿色）$\delta^{18}O$，及 PDSI（棕色，根据树轮重建的帕尔默干旱强度指数），粗线为滑动平均（Berkelhammer *et al*. 2010）

可惜这个序列仅包括 AD600—1550 年，缺最近的资料。但是 11 世纪中及 14 世纪的两次持续性干旱（图 4.13B）看得十分清楚，而且不仅与中国万象洞（Zhang *et al*. 2008）$\delta^{18}O$ 有较好的相关（50 a 相关系数平均 0.27），还与越南 Bidoup Nui Ba 国家公园（BDNP）树木年轮重建的 PDSI 有很好的一致性。从图 4.13A可见 7 世纪末、8 世纪末、9 世纪末到 10 世纪初、11 世纪中、13 世纪末及 14 世纪后半叶共有六个干旱期。虽然这个序列缺少 AD1550 年之后的记录，但是 AD950—1250，大体上夏季风是强的。如果参看万象洞的记录（图 6.27）则 AD1350—1850 以弱夏季风为主，直到 19 世纪后期夏季风才再次增强。另外，印度半岛南端的西海岸也有石笋记录（Yadava *et al*. 2004），可惜记录只有 331 a。虽然由于序列短，不能看到 LIA 的全貌，但是 20 世纪中期强季风及 AD1900 年前后的干旱和与降水量变化的观测资料则有一定的一致性。可惜这些陆地资料均不能单独提供一个近千年完整的序列。

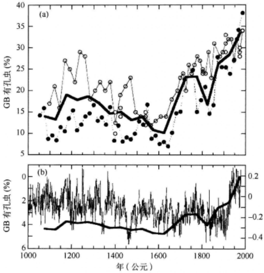


图 4.14　阿拉伯海西北部

(a)有孔虫 GB%,黑点为 RC2730,圆圈为 RC2735,粗线 50 年合成平均;(b)细线 GB 距平(对 1975 年值),粗线北半球平均温度(Anderson *et al*. 2002)

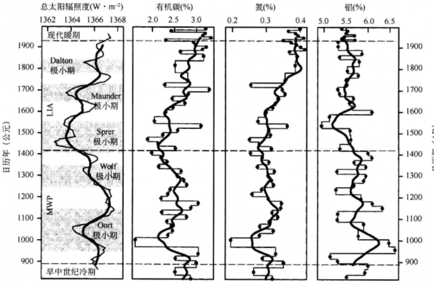


图 4.15　阿拉伯海东北部 2502G 生物代用资料

自左向右:TSI(总太阳辐照度)(w/m²),C_{org}(有机碳%),N(%),Al(%),阴影区为太阳活动极小期(Agnihotri *et al*. 2002)

但是,阿拉伯海西北(Anderson *et al*. 2002)及阿拉伯海东部(Agnihotri *et al*. 2002)则有两个海洋沉积可以根据有孔虫及有机碳来判断西南季风的强度(图 4.14,图 4.15)。这两个序列一致显示 AD1000—1200 夏季风强,以后逐渐减弱,大约在 AD1400—1600 达到最低,然后季风强度逐渐增加。所以 Anderson 等(2002)认为近 400 a 亚洲西南季风增强。但是,由于分辨率仍不够高,所以未能充分反映近百年的季风变化。

4.2.2 非洲季风

1960s 末期开始的西非干旱十分引人注目。这个长达数十年的干旱导致非洲次撒哈拉数百万人离开家园。大家公认，这个干旱是西非季风(West African Monsoon, WAM)减弱的结果(Shanahan *et al*. 2009)。但是，不知道 20 世纪后期的这个干旱期是历史少见的，还是一种常见的现象。这主要是因为缺少时间足够长而分辨率又较高的序列。Shanahan 等(2009)填补了这方面的空白。他们开发了加纳伯苏威湖(Bosumtui Lake)的近 3 ka 的沉积。沉积 $\delta^{18}O$ 与观测的降水量有很高的相关($r=0.55$)，$\delta^{18}O$ 偏轻时降水量高(图 4.16)。

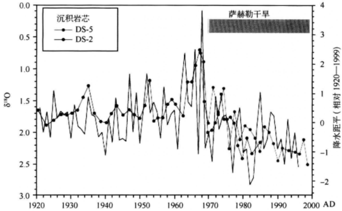


图 4.16 西非降水量观测(Kumasi 气象站年降水量标准化值，黑色曲线)序列，及加纳伯苏威湖(6°30′N, 1°25′W)$\delta^{18}O$(绿色，红色曲线)(Shanahan, *et al*. 2009)

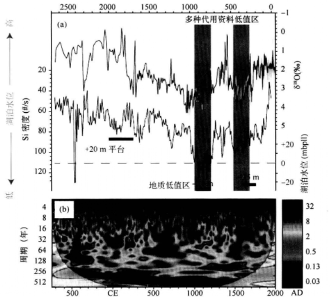


图 4.17 (a)近 2.7 ka 加纳伯苏威湖 $\delta^{18}O$(红色)及 Si 强度(黑色)，纵坐标向上表示高水位，湖水水位与现代比较(蓝色条)；(b) XRF(X 射线浅荧光扫描记录)，黑色线表示达到 95% 信度(Shanahan *et al*. 2009)

图 4.17 给出近 2.7 ka 非洲加纳伯苏威湖沉积碳酸盐 $\delta^{18}O$，反映了湖水的多少，$\delta^{18}O$ 偏轻表明降水多，湖水水位高。Al、Si、K、Ca、Ti、Mn 及 Fe 的含量反映了陆源物质。图中仅给出 Si 的序列（纵坐标向下），Si 高表示干旱。图 4.17b 为这些元素 X 射线荧光扫描（XRF）结果的 PC1 的子波分析。红色表示干旱、蓝色表示湿润。可以看出，有两段干旱时期：1.0～0.7 ka（AD950—1250）及 0.5～0.25 ka（AD1450—1700）。这两段时间的湖水水位比现在分别低31 m及 25 m。从图 4.17 还可以看出，2.66～1.0 ka 湖水水位持续下降，这同全新世北半球夏季太阳辐射减弱的趋势一致。AD950—1250 的干旱说明 MCA 西非季风弱、气候干旱。这同 MCA 时广大低纬地区的干旱趋势是一致的，这包括西太平洋暖池（Newton *et al*. 2006）、阿拉伯海（Anderson *et al*. 2002；Gupta *et al*. 2003）、亚洲大陆（Wang Y *et al*. 2005）、及热带南美洲（Haug *et al*. 2001）

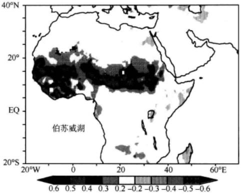


图 4.18　AMO 指数与夏季（5—10 月）降水量的相关系数。（Shanahan *et al*. 2009）

Shanahan 等（2009）指出西非的降水与 AMO 指数有很高的相关，1901—2002 不少地区相关达到 0.4～0.5，而且相关分布正好显示整个西非季风（5—10 月）降水与 AMO 指数（7°—75°W，25°—60°N）有关，并且可以看到伯苏威湖的位置（图 4.18）。AMO 暖位相时西非季风强，气候湿润。

Tierney 等（2010）利用坦噶尼喀湖沉积研究了近 1.5 ka 东非的气候变化（图 4.19）。其中图 4.19a 为根据 TEX_{86} 反演的湖面水温（LST），这是在重建 SST 时经常采用的方法，共取了两个样芯：KH1 和 MC1。前者有 1.5 ka，后者仅百余年。从图 4.19a 可见，AD500—700LST 相对较高，此后直到 AD1100 是冷期。AD1100—1400 为暖期，AD1400—1500 为冷期，以后较不稳定，在冷暖之间变化，直到 AD1900 以后温度直线上升了约 2℃。图 4.19b 为生物硅石（Bsi），反映硅藻生产力，LST 高时水的层结性强，影响原始生产力。Bsi 与 LST 的相关高达 −0.58。气

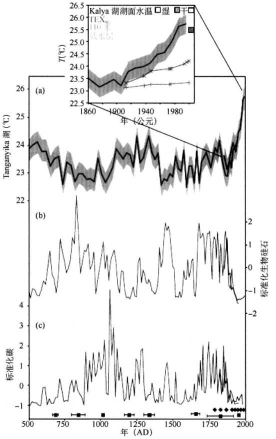


图 4.19　近 1.5 ka 东非坦噶尼喀湖（Tanganyika Lake，6°33′S，29°59′E）沉积

a. 红色线 MPO4-KH1LST（湖面水温）（℃），附图红色线 MC1 LST，黄色、浅蓝色线分别为 110 m 及深层温度；b. 标准化生物硅石，绿色 NPO4-KH1，深绿色 MC1；c. 标准化碳，紫色 NPO4-KH1，深紫色 MC1，最下方黑色点为 ^{14}C 定年及误差范围，蓝色为 ^{210}Pb 定年（Tierney *et al*. 2010）

候湿润时为低碳，如 AD1500—1650，以及 19 世纪中叶以后（图 4.19c）气候干燥时高碳，如 AD900—1300，AD1650—1800。所以，从温度变化来看，东非大体上保持 MCA 暖 LIA 冷的特点。

尽管图 4.19 中 Bsi 或碳含量可能与降水有关，但是并不能直接反映降水量的变化。Verschuren 等（2000）利用湖泊沉积资料重建了赤道东非肯尼亚的奈瓦沙湖（Naivasha Lake）近 1.1 ka 的湖泊水位序列。主要依据是沉积层结及有机碳量，湖泊水位高时会冲淡其含量。图 4.20 给出重建的水位及盐度序列。可以看出，MWP（AD1000—1270）湖水水位低气候干旱，LIA（AD1270—1850）湖水水位高气候湿润。但是这个湿润期至少被三次干旱所中断；AD1380—1420，AD1560—1620 及 AD1760—1840。这三次干旱在东非历史上均有记载，在殖民历史上也有反映（图 4.20）。与太阳活动（$\delta^{14}C$）变化比较，干旱发生在太阳活动强（低 $\delta^{14}C$）时，而几个太阳活动极小期；蒙德尔极小，施帕瑞尔极小及沃尔夫极小时气候湿润。

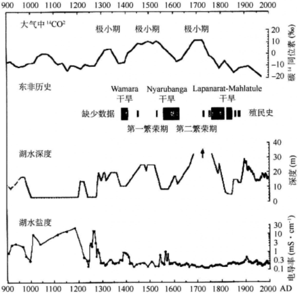


图 4.20　东非肯尼亚奈瓦沙湖近 1.1 ka 的变化

自上而下：$\delta^{14}C$ 序列，非洲历史干旱记载，殖民历史，湖泊水深，湖泊盐度（电导率）（Verschuren *et al*. 2000）

以上分析表明，西非与东非近千年气候的变化趋势是由干到湿，当然中间还有若干波动，这些波动可能与太阳活动有关。但是必须指出近千年并不是所有非洲地区都是由干到湿，例如尼罗河就可能是由湿到干（图 4.21）。弱洪水均发生在埃塞俄比亚高原降水少的时期，其原因可能是 El Niño 事件少。弱洪水事件少表明气候湿润，近千年的趋势是由湿变干。这种 MCA 干湿交替分布在 4.4 节图 4.40 上看得很清楚。同样，MCA 南非也是气候湿润（Holmgren *et al*. 1999）。

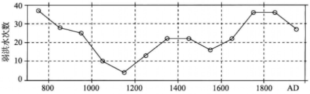


图 4.21　尼罗河弱洪水次数（Seager *et al*. 2007）

4.2.3　东亚季风

中国有丰富的史料，但是大量的史料集中在近 500～600 a，建立千年以上的序列有很大困难，而且史料是定性的，需要定量化，这也是一个难度很大的问题。中国西部有丰富的湖泊记录，但是一般时间分辨率较低。树木年轮经过衔接有时可达 1～2000 a，但是在除去生长趋势时如何保留低频变化，仍是一个有待进一步解决的问题。因此，石笋 $\delta^{18}O$ 及冰芯积雪量几乎是可能找到的最好的能达到千年以上的中国降水量代用资料序列。图 4.22 及图 4.23 给出两个例子。万象洞（33°19′N，105°00′E）几乎处于中国大陆领土的正中心（Zhang *et al*. 2008）。但是从气候上讲已处于夏季风的西北边缘地带。当然也恰好在这个地带，对东亚夏季风强度的变化十分敏感。图 4.22A 中绿色为万象洞石笋 $\delta^{18}O$，浅绿色及黄色阴影分别表示强夏季风及弱夏季风时期。粗略地讲 AD960—1340 为 MWP，AD1340—1850 为 LIA，MWP 夏季风强湿润，LIA 夏季风弱干旱。图 4.22B 浅蓝色及深蓝色曲线为瑞士阿尔卑斯山 Lower Grindelwald 冰川与 Gorner 冰川（向下为前进）。图 4.22C 棕色曲线为太阳活动函数（^{10}Be 及 ^{14}C 记录）。由此证明，东亚夏季风的强度变化与欧洲冰川及太阳活动均有一定的关系，太阳活动弱，冰川前进、夏季风弱，反之亦然。

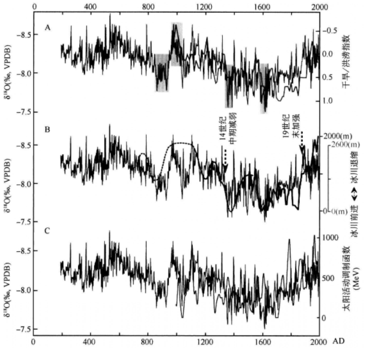


图 4.22　万象洞石笋 $\delta^{18}O$（绿色）与其他资料的比较

A. 陇西旱涝指数（红色）；B. 瑞士阿尔卑斯山冰川（浅蓝色 Lower Grindelwald 冰川，深蓝色 Gorner 冰川）；
C. 太阳活动函数（^{10}Be 及 ^{14}C）（棕色），浅绿色及黄色阴影分别表示强及弱夏季风（Zhang *et al*. 2008）

图 4.23 给出黄爷洞（33°35′N，105°07′E）的序列，这个洞仅在万象洞东北几十千米处。图中有三个石笋 $\delta^{18}O$ 的序列，及合成序列。这个序列似乎更清楚地显示出夏季风的变化：AD138—450 与欧洲的罗马时代暖期接近，夏季风强。AD450—730 属于黑暗时代冷期，夏季风弱。AD730—1200 相当于 MCA，夏季风强。不过在 AD1000—1100 之间也有一个夏季风相对减弱的时期，这与中国许多地区 MWP（或 MCA）的气候特征一致，AD1200—1860 与 LIA 对应，夏季风弱。AD1860—1960 又是一个强夏季风时期，AD1960 之后夏季风减弱，这与观测资料的分析完全一致。LIA 中也包括两个弱季风时期 AD1320—

1410 及 AD1530—1860。

有了这个基础，我们就可以同各种史料分析的结果进行比较了。图 4.24，图 4.25 给出郑景云，王绍武(2005)综合的结果。可以看出图 4.24a 的旱涝气候阶段及图 4.24b 华北旱涝指数(红线)尚有一定程度相似；AD1000—1200 干旱、AD1300—1500 及 AD1700—1900 湿润。图 4.25b 中国东部降水变化也在一定程度反映出类似的变化。但是图 4.24b 中江南地区与图 4.25b 中的中国西部降水变化则与之不同。这反映了中国降水量变化的多样性。也可以说在中国东部季风区的西北缘可能对夏季风强度变化最敏感，其他地区则不一定与夏季风变化一一对应。正如现代观测表明，夏季风强时北方及西北东部多雨，季风弱时那里少雨。但季风弱时多雨的地区可能在长江，也可能在其他地区。所以只有夏季风北缘及西北缘的降水对夏季风强度最敏感。

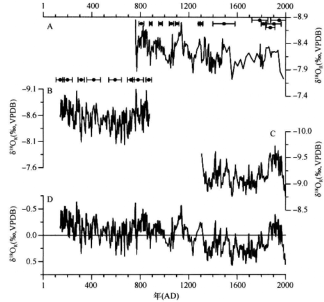


图 4.23　黄爷洞石笋 $\delta^{18}O$、A. HY1；B. HY2；C. HY3，D 综合序列(Tan *et al*. 2011)

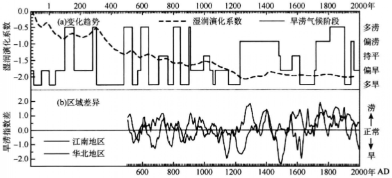


图 4.24　过去 2 ka 中国东部的降水变化

a. 湿润演化系数及旱涝气候阶段；b. 江南地区(蓝色)及华北地区(红色)旱涝指数(郑景云，王绍武，2005)

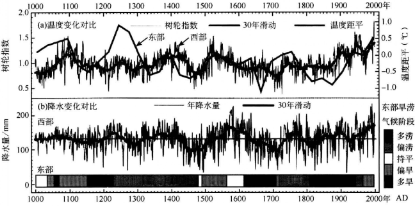


图 4.25　过去 1000 年中国东部气候变化对比

a. 温度变化；b. 降水变化(郑景云，王绍武，2005)

最后，图 4.26 给出 Yang 等(2007)分析的达索普冰芯 $\delta^{18}O$ 在近 800 a 中的变化，这里附上不少代表西南季风的序列，用同这些序列的一致性证明达索普的降水可能是受西南季风控制的，这与上面谈到的受东亚季风控制的中国东部、特别东亚夏季风西北边缘的情况是不同的。这也算作中国气候变化的一个特点吧。所有的指标均表明西南季风在这 800 a 中一致增强，这同 4.2.1 节的结果完全一致。

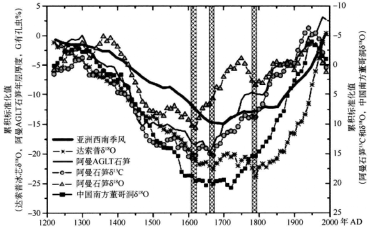


图 4.26　近 800 a 中国西藏达索普冰芯 $\delta^{18}O$ 与各种西南季风指数的标准化距平累计值；ASM(亚洲西南季风)，阿曼石笋 AGLT(年层厚度)，$\delta^{13}C$，$\delta^{18}O$ 及中国董哥洞石笋 $\delta^{18}O$(Yang *et al*. 2007)

4.2.4　ITCZ 变化

南美北部委内瑞拉北部沿岸科里阿柯海洋沉积 ODP1002(10°43′N，65°10′W)是用来研究 ITCZ 变化的绝好位置。夏季 ITCZ 正好经过那里，当 ITCZ 偏北时降水多，偏南时降水少。沉积中 Ti 浓度可以反映陆地降水，Ti 含量越高降水越多。图 4.27 给出 1.2 ka Ti 变化曲线。MWP 时降水多，LIA 时降水少。这表明 MWP 时 ITCZ 偏北，LIA 时偏南。

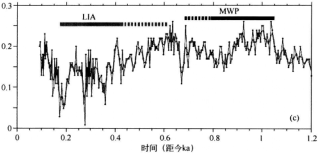


图 4.27　近 1.2 ka 南美委内瑞拉科里阿柯海洋沉积 Ti 含量(Haug *et al*. 2001)

Newton 等(2006)全面的研究了 LIA 时 ITCZ 的位置。首先对印度尼西亚望加锡(Makassar)海峡 MD9821—60 的海洋沉积进行了分析。图 4.28 给出 4 种要素，A 为用 Mg/Ca 建立的温度序列，B 为方解石 $\delta^{18}O$，C 为海水 $\delta^{18}O$，D 为盐度。可以看出，近 1.2 ka 以来，特别是 AD1200 以来各要素均保持下降趋势。温度下降盐度也下降，这说明 LIA 时 ITCZ 南移，降水多，所以盐度下降。这同科里阿柯一个在南半球，一个在北半球，降水变化形成鲜明的对照。

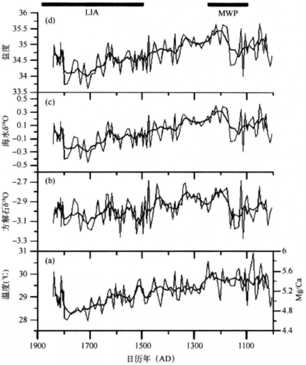


图 4.28　近千年印度尼西亚望加锡海峡 MD9821—60 沉积
(a)温度；(b)方解石 $\delta^{18}O$；(c)海水 $\delta^{18}O$；(d)盐度，MWE—中世纪暖时代，LIA—小冰期(Newton *et al*. 2006)

进一步 Newton 等(2006)共收集了热带的 12 个序列，4 个在南半球，8 个在北半球。在 LIA 南半球气候湿润，北半球气候干旱。图 4.29 给出这 12 个点的位置，并在图上给出 ITCZ1 月及 7 月的位置，12 个序列的资料及作者给在表 4.6。从图 4.29 可以看出 8 个北半球的点大部相当接近现代 7 月 ITCZ 的

位置。LIA 时这些地区干旱，说明那时 ITCZ 南移。同时 4 个南半球的点一致表示气候湿润，这些点大都接近 1 月 ITCZ 的位置，说明 LIA 南半球夏季时降水多，这正好印证了 ITCZ 的南移。LIA 时暖池温度低(图 4.28)，赤道太平洋东西向温差小属于类似 El Niño 状态。与此成对照的是 MWP，暖池温度高，形成类似 La Niña 状态，北半球热带地区 ITCZ 偏北，夏季风强，因此气候湿润。

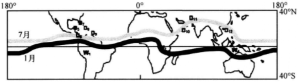


图 4.29　现代 7 月及 1 月 ITCZ 位置，LIA 湿润用 W 表示，序号 1—4，LIA 干旱用 D 表示序号 5—12(Newton *et al*. 2006)

表 4.6　LIA 的气候(站点序号见图 4.29)(Newton *et al*. 2006)

序号	地理位置	代用资料	气候状况	作者
1	秘鲁	湖泊水位	W*	Baker *et al*. (2001)
2	肯尼亚	湖泊水位	W	Verschuren *et al*. (2000)
3	马拉维	硅藻	W	Brown and Johnson(2005)
4	印度尼西亚	盐度	W	Newton *et al*. (2006)
5	尤卡坦半岛	$\delta^{18}O$	D*	Hodell *et al*. (2005)
6	巴拿马	珊瑚	D	Linsley *et al*. (1994)
7	佛罗里达洋流 $\delta^{18}O$	Mg/Ca	D	Lund and Carry(2006)
8	加勒比海	Mg/Ca	D	Wantanabe *et al*. (2001)
9	委内瑞拉	Ti	D	Haug *et al*. (2001)
10	阿拉伯海	有孔虫	D	Anderson *et al*. (2002)
11	巴基斯坦	树木 $\delta^{18}O$	D	Treydte *et al*. (2006)
12	中国南海	盐度	D	Wang L *et al*. (1999b)

* W 湿润，D 干旱

4.3　史料揭示的中国气候变化

4.3.1　研究历史

中国有丰富的史料，早在 1920s 中，竺可桢就根据各种历史记载研究中国的气候变化。当时系统性的记录主要来自《图书集成·历象汇编·庶征典》。后来终于在 1973 年发表了著名的"中国五千年来气候变迁的初步研究"一文。虽然，后来有的作者对竺文中引用文献的误解提出了批评(牟重行，1996)，而且这些批评大部分是正确的，但是却也不能因此而否定竺可桢研究的里程碑式的意义。竺可桢的研究的重要性有以下几点：(1)首次正确地指出中国在 7～3 ka，即约 5000～1000BC 为大暖期，尽管当时还没有用大暖期这个名词，那时温度比现在高 2～3℃。(2)从 3 ka 至今气候多次波动，至少约 3 ka，1.6 ka 及 0.9～0.8 ka 以及小冰期中的冷期，已为现代各种高分辨率资料证实。小冰期比现代低 1～2℃的估计可能过强，但小冰期的几个冷期的估计是比较准确的。(3)正确地指出 20 世纪中国气候变暖。这在施雅风总主编、张丕远主编的《中国历史气候变化》(1996)及葛全胜等著的《中国历朝气候变化》(2011)中均有系统的论述。除了牟重行(1996)曾指出的一些地理位置等的误解外，争议较大的是 13 世纪是否温暖。满志敏在《中国历史气候变化》一书中做了充分的论证，说明 10 世纪到 13 世纪气候的温暖。实际上 12 世纪还是有不少寒冷的记载，所以上面也讲到过中国的中世纪暖期可能分为两个阶段，中间 12 世纪是比较

寒冷的。可能竺可桢由于掌握的资料不够充分，因此对 13 世纪气候可能相当温暖估计不足，这在《中国历朝气候变化》(葛全胜等，2011)中也有讨论。

由此看来，竺可桢对中国近五千年气候变化趋势的分析是比较正确的。当然从今天的科学水平来看 40 a 以前的研究，那时还是有不少问题的；(1)竺可桢采用的是对数时间坐标，近期细而早期粗，这是为了适应当时早期资料不足的情况，但是由于不同时间尺度气候变率不同，例如 30 a 平均变率与年变率就不一样，因此这样的曲线是不均匀的。(2)所引用的资料有物候，这可能代表了一段时期例如几十年或更长时间的平均状况，也有个别年的气候异常。如上所述，不同时间尺度气候变化的振幅不同，实际上这两类资料是无法比较的。(3)中国气候变化有很大的空间变率，不同地区可能完全不同，例如夏季风强中国北方多雨，这在夏季风西北缘看得最清楚，但新疆、青藏高原的气候变化则可能与之完全不同。因此，有时仅用某一个地区的气候变化信息就推广到全国是不合适的。讲出这些问题不是为了否认竺可桢的结论，而是为了更正确地应用现代高分辨率古气候资料，来判断气候变化。

无论如何，中国的史料浩如烟海，如何从这些资料中用科学的方法提取有用的信息，仍然是很有意义的工作。地方志是保存了大量气候记载的宝库。在 20 世纪前半已经有人统计过受旱受涝县数。但是这种统计只能给人以定性的概念，汤仲鑫(1977)做了开创性的工作，他根据地方志中的记载，对保定地区划分了逐年的旱涝级别，这样就能够用一个数字序列定量地反映一个地区的降水量变化，突破了分别统计受旱受涝县数的旧框框。这种分析方法很快为全国大部分地区采用(王绍武，赵宗慈，1979)，并在各单位合作下编制了《中国近五百年旱涝分布图集》(中央气象局气象科学研究院，1981)。旱涝图集的编制为中国气候变化开创了另一个里程碑，把中国气候变化的研究提高到了一个新的水平。不仅中央各研究机构、大学都开展了这方面的工作，各省、市、自治区气象局也都进行了史料收集整理，并对本地区的气候变化进行了分析(王绍武等，1993)。

利用史料研究中国气候变化，很快迎来了第三个里程碑式的工作。这就是对史料的系统整理。系统性的气候记载主要见于各种地方志，及故宫档案奏折。地方志一般几十年就重修一次，每次均补充新的记载。方志中经常有"灾异"一章，详细的记录了何年何月发生了什么异常情况，有丰富的关于旱、涝的记载。奏折主要指已分类为"雨雪粮价"部分的清朝档案。有时有十分详细如某地某月某日降雨，入土几分等报告，也包括当时是否干旱、或者雨水充足的记载。2004 年出版了张德二主编的《中国三千年气象记录总集》，不仅汇集了地方志、二十四史中的各种记载，对甲骨文中的有关材料也进行了梳理。这确实是古代气象记录的总集。2005 年出版了《清代奏折汇编——农业·环境》(中国科学院地理科学与资源研究所等，2005)，尽管只限于清代乾隆及其以后的朝代，但是这也是另一类重要的古气候资料库。在此基础上，有关作者对中国古气候作了系统的分析(张德二，1991；Zhang，1994；施雅风总主编、张丕远主编，1996；Ge *et al*. 2003；葛全胜等，2011)。

4.3.2　夏季旱涝型

如上所述，《中国近五百年旱涝分布图集》(中央气象局气象科学研究院，1981)，代表了利用史料研究中国气候变化的一个重要里程碑。这本图集与在此之前的对旱涝史料的研究相比，有以下几点突破；(1)确定以原行政区划分的地区为单位，每个区一般包括二十余个县，有的多一些，有的少一些，这样就有了一个综合特征(也就是一个区，而不仅仅是一个点的气候特征)，这样的做法也增大了信息量。(2)确定以研究夏季旱涝为主，因为史料记载中经常有春旱夏涝、夏旱秋涝等记载。过去只统计旱、涝县数时很难处理。现在则明确以夏季为主。当然分析时，也要照顾到在农业上"秋"的实际意义。(3)把史料的描述归结为 1—5 级，1 级涝、2 级偏涝、3 级正常、4 级偏旱、5 级旱。这样就使定性的史料达到了数字化。

在划定旱涝级别时，对于中国北部包括华北、东北夏季降水量指 6—8 月，而对于中国南部各省夏季降水量用 5—9 月，这是为了适合当地的气候特征。有了近几十年(当时是 1951—1975 年)夏季降水量观测，就可以按长期预报中经常采用的方法分为 5 级，按降水量距平大小排列，前 12.5% 为 1 级，然后依次 25% 为 2 级、3 级、4 级，最后 12.5% 为 5 级。对近几十年的降水量进行了这样的分析就可以了解每一个

地区夏季降水量变化的特点。然后再把史料划分旱涝级别时，可参考各级的平均降水量，以及这样的降水量对农业的影响或者可能造成的灾害。根据这样的分析对每一个地区判定不同旱涝历史记载所对应的旱涝级别，表 4.7 给一个例子。

表 4.7 保定地区旱涝史料级别划分（汤仲鑫，1977）

旱涝级	史料记载
1	大水陆地行舟、大水夏秋淫雨、大水淫雨月内、大水水深数尺
2	夏大水、局地大水、夏旱秋大水、春旱夏大水、局地涝
3	局地大有年和大水、大有年、无旱涝记录、局地大有年旱蝗
4	大雨雹、蝗、局地夏旱、局地大旱、大旱六月始雨
5	大旱七月始雨、大旱炎热、大旱终年无雨

建立了每一个站，即每个地区的旱涝级别序列之后，进一步就是划分旱涝型。这又是对单纯统计旱涝县数工作的一个突破。因为中国的旱涝空间变率很大，有时长江洪涝但黄河干旱，如果分析各大区例如华北、华东、华南，则仍然无法得到一个统一的概念。王绍武，赵宗慈（1979）做了旱涝型划分的研究。首先根据 EOF 分析提取前三个特征向量，然后根据特征向量的空间分布特征划分出 6 种类型。由于旱涝史料主要限于 105°E 以东的中国东部，所以旱涝型的主要特征也是指中国东部（表 4.8）。图 4.30 给出近年来的例子。区别 1a 型与 1b 型的标准是华北及江南有无旱区，如有则为 1b 型。三型的特征是两个雨带一个在华北、一个在华南。5 型的特点是中国东部没有明显的雨带。表 4.8 中同时给出相应的大气环流特征，这只是指大多数情况，每年实际上均有各自的特点。表 4.9 给出 1880 年以来的旱涝型年表。

表 4.8 6 种旱涝型特征（王绍武等，1993）

型	气候特征	大气环流特征
1a	中国东部以涝为主	副热带高压异常偏西，高纬阻塞高压强，高原上 500 hPa 高度高，印缅槽深
1b	江淮涝，江南、华北旱	副热带高压强而偏西
2	江南涝，黄淮旱	东亚纬向环流强，副热带高压偏东、偏北
3	江淮旱，江南、华北涝	副热带高压弱而偏北，高纬阻塞高压强
4	黄淮涝，江南旱	东亚纬向环流弱，高纬阻塞高压强
5	中国东部以旱为主	副热带高压偏弱、偏东

表 4.9 1880—2009 年旱涝型年表（王绍武等，1993，有补充）

年代	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1880s	2	2	1b	4	4	1a	1a	4	3	1a
1890s	3	3	3	4	4	4	4	4	3	2
1900s	5	1a	5	1a	3	1b	1a	5	2	1b
1910s	4	1a	1b	3	3	1a	1b	4	3	2
1920s	2	4	3	4	2	5	1b	5	5	5
1930s	5	1b	3	4	5	2	2	3	1b	2
1940s	4	5	2	2	3	5	2	3	2	3
1950s	3	5	2	4	1a	2	4	1b	4	3
1960s	5	3	1a	4	4	5	3	4	2	1b
1970s	2	4	5	3	5	2	3	3	3	1b
1980s	1b	3	1b	1b	1b	3	5	1b	4	1b
1990s	5	1b	5	2	3	1a	1a	2	1a	2
2000s	3	5	2	4	4	4	3	4	4	3

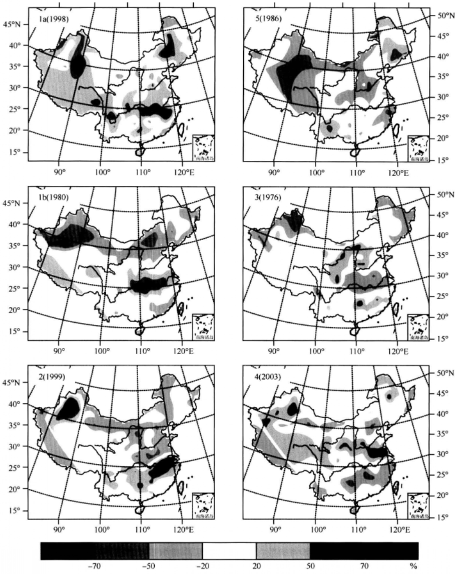


图 4.30　6 种旱涝型的典型年的夏季降水量距平分布(王绍武等,2009)

后来王绍武等(1993)又把旱涝型的档案向前延伸到 AD950 年。《中国近五百年旱涝分布图集》的资料开始于 AD1470 年,在此之前虽然也有史料,但是数量大减,以至于很难像 AD1470 之后给出中国东部的旱涝分布图。但是在《中国近五百年旱涝分布图集》出版之后,鼓励了全国的气候学研究。各省、市、自治区纷纷又组织了自己的研究队伍,重新收集补充了旱涝史料。所以王绍武等(1993)利用当时能得到的各种资料确定了 AD950—1469 年的旱涝型。当然,由于资料的不足对这段时间划分的旱涝型,其不确定性要大于 AD1470 年之后。但是把旱涝型档案延长到 1 ka 以上,对研究气候变化还是提供了重要的信息。我们可以看一下近 1 ka 每个世纪的旱涝频次(表 4.10)

表 4.10　11—20 世纪旱涝型频次(王绍武等,1993,有补充)

世纪	1a	1b	2	3	4	5
11	15	17	26	16	15	11
12	10	13	18	26	21	12
13	14	16	26	18	12	14
14	22	10	25	12	24	7
15	20	13	27	19	13	8
16	22	14	20	21	11	12
17	12	16	21	20	20	11
18	24	14	19	19	17	7
19	15	13	21	23	20	8
20	10	17	19	21	14	19

表 4.11　近千年(AD1000—1999)旱涝型频次(王绍武等,1993,有补充)

型	1a	1b	2	3	4	5
%	16.4	14.3	22.2	19.5	16.7	10.9

从表 4.10 及表 4.11 可以看出,旱涝型频率的变化还是很大的。首先,20 世纪是一个干旱的世纪,5 型出现 19 次,这是近千年来频率最高的一个世纪。14、15 世纪及 18、19 世纪,5 型频率均只有 20 世纪的一半不到。另外,从 14 世纪开始中国东部涝型(1a 型)频率较高,如 14—16 世纪及 18 世纪。这恰好与中国东部旱型(5 型)成鲜明对照。由于 1a 型虽然反映整个东部涝,实际上还是以江淮及江南为主,所以反映 LIA 时中国南涝。而 MWP 的 11—13 世纪 1a 型频率较低,这说明那时雨带偏北,现在多雨的中国南部很少大范围多雨的情况。如 12 世纪 3 型或 4 型的频率均较高说明在黄河及华北有一个雨带,但也有时如 11 或 13 世纪 2 型频率很高,这说明在江南有一个雨带,按照现代天气学观点则在华北北部可能也有一个雨带,不过地理范围超出了有充分史料的地域,所以未能影响 3 型或 4 型的频率,但是 11—13 世纪 5 型也较多,同样说明多雨区可能在史料覆盖地区的北部。因此,总的讲,旱涝型的变化还是支持 MWP 时北方多雨,LIA 时南方多雨的论点。

4.3.3　中国的小冰期

《中国近五百年旱涝分布图》出版了。但是,我们却无法绘制类似的温度分布图,因为粗略地讲,有关温度异常记载的数量大约只有旱涝记载的 1/10 或者更少。另外,温度异常记载有偏向寒冷的倾向,一般气候稍暖或偏暖不会影响农作物的生长及人民生活,所以很少记载。这样就出现一种现象,在史料中我们只能找到不同程度寒冷的记载,以及特别热的现象的记载。问题就是如何利用这个分布不均匀的温度异常记载去重建温度序列。王绍武(1990)提出了一种重建 10 a 平均温度序列的方法。以华北为例来说明。重建序列的第一步是确定寒冷事件指数(表 4.12)。寒冷指数即大体上可造成季平均温度−1.0℃,−1.5℃及−2.0℃的寒冷事件。表 4.12 是根据有气温观测记录时出现不同程度寒冷事件时的温度距平来定的。注意定义寒冷指数有明显的季节变化,例如大雪在冬季只能定为−0.5,而春、秋就可以定为−1.0,夏季飞雪就可以定为−1.0。寒冷指数有温度距平的意义,但是却用作一个无因次的量,主要目的就是避免想把寒冷事件的"温度"直接平均得到 10 a 平均温度距平的误解。因为这是不可能的,10 a 之中只有少数年有寒冷事件,我们并不知道寒冷事件之外其他年的温度状况。不仅不能认为其他年的温度均为正常,也不能排除有相当暖、或较小程度冷的情况。因此,只有用统计方法来重建 10 a 平均温度序列。其原理如图 4.31 所示。假定一个地区的季平均温度遵从正态分布,其平均温度 $T=0$℃,而标准差 $\sigma_T=1.0$℃,则我们可以根据正态分布表画出一个温度分布曲线(图 4.31 中实线)。如果气候发生了向寒冷方向的变化,例如 $T=-0.3$℃,则这时整个分布向寒冷方面移动。同时气候寒冷,一般变率增加,例如 $S_T=1.2$℃,则我们可以得到一个新的温度分布曲线(图 4.31 中虚线)。这时如果用同一个标准例如≤−0.7℃为寒冷事件,则在原来的分布中寒冷事件的频率为 26%,而气候变冷后寒冷事件的频率增

加到39%。这样，原则上我们就可以根据寒冷事件的频率来反演气候平均值 T 的变化。

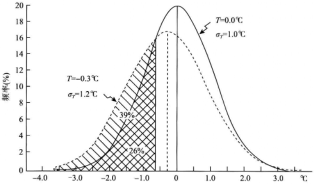


图4.31　温度分布变化与寒冷事件频率的关系(Wang S,1991)

表4.12　华北地区寒冷指数定义(王绍武,1990)

指数	春	夏	秋	冬
−0.5	三月陨霜、淫雨、春大水、春大雪	夏大水、陨霜	八月淫雨、雨雪、大水	大雪深数尺、木介
−1.0	四月陨霜杀稼、四月大雪、木冰	七月陨霜杀稼、淫雨数十日、飞雪、木冰	严霜杀稼、大雪、结冰	大雪数十天、树木冻死、大寒、井冻
−2.0	严霜杀稼、奇寒、河冰、井冰	五月、六月严霜、寒如严冬	大雪数十天、奇寒、坚冰可渡	冬大雪春始消、河冰、海冻

试验表明，用这种方法可以反演季平均温度的10 a平均值。下面以AD1880—1979年100 a北京秋季温度为例来说明。在这段时间北京有温度观测记录，也有根据史料确认的寒冷事件，正好可以检验这种方法的可行性。表4.13及图4.32为实验结果。

表4.13　AD1880—1979年北京秋季温度10 a平均距平值(对1880—1979年平均,℃)重建实验(Wang S,1991)

年代	寒冷指数				重建温度	观测温度
	−0.5	−1.0	−2.0	+1.5		
1880—1889	2	2			−0.6	−0.51
1890—1899	1				−0.1	0.12
1900—1909		1		1	0.1	−0.07
1910—1919	1		1		−0.5	−0.27
1920—1929				5	1.5	0.90
1930—1939				1	0.3	0.32
1940—1949		1		2	0.4	0.44
1950—1959	1				−0.1	−0.10
1960—1969	1				−0.1	−0.11
1970—1979	1	1			−0.3	−0.27

表4.13中列出每10 a出现的不同级别寒冷指数的次数。同时又给出极热事件，指数定为+1.5。这样就可以得到每10 a寒冷指数和。回归分析表明寒冷指数−1.0大约相当10 a平均温度距平−0.2℃。按这个标准很容易就可以把10 a寒冷指数和转换为10 a平均温度距平。当然100 a只有10个10 a平均，但是重建温度与观测温度的相关高达0.94，超过了99.9%的信度标准。

用同样的方法重建了华北、华东、及其他有史料地区的四季温度序列(Wang S,1991)，并合成为年序列，但中国的平均序列稍短，因为其他地区由于缺少史料，未能如华北、华东把10 a平均温度距平序列向前延伸到1380s(图4.33)。表4.14给出LIA的三个冷期，每个冷期中两个寒冷阶段的温度距平。可见

大体上冷期温度比 1880s—1970s 的 100 a 平均低 0.5℃左右，而 20 世纪中及 20 世纪末又比这个平均高 0.5℃，因此，可以认为 LIA 比 20 世纪暖期低 1℃左右。

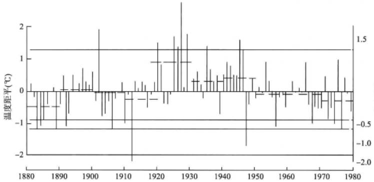


图 4.32 AD1880—1979 年北京秋季平均温度距平(竖线)及 10 a 平均值(水平断线)(Wang S,1991)

表 4.14 中国小冰期三个冷期(6 个冷时段)的温度距平(对 1880s—1970s 平均,℃)(Wang S,1991)

冷期	I₁	I₂	II₁	II₂	III₁	III₂
	1450s—1470s	1490s—1510s	1560s—1600s	1620s—1690s	1790s—1810s	1830s—1890s
华北	−0.29	−0.06	−0.47	−0.63	−0.45	−0.32
华东	−0.31	−0.61	−0.47	−0.57	−0.41	−0.58
中国				−0.47	−0.40	−0.30

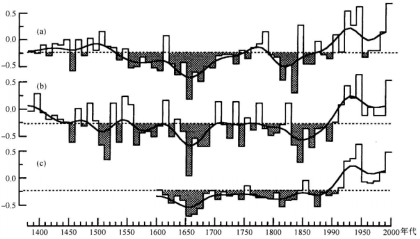


图 4.33 AD1380s 以来华北(a)、华东(b)、及中国(c)10 a 平均温度距平(对 1880s—1979 年代平均,℃)(Wang S,1991)

4.3.4 近 5 ka 气候变化

中国气候变化的研究，史料是一个主要资源。现在又逐渐开发了大量的代用资料，所以人们能掌握的信息已经远非 1970s 竺可桢研究气候变化时代所能比拟。最近，葛全胜等(2011)90 万字的巨著《中国历朝气候变化》做了很好的总结，这一小节介绍其对历朝气候变化的主要结论。

先讨论温度变化。中国约在 8.5 ka 进入大暖期，8.5～7.2 ka 以升温为主要特征，7.2～6.0 ka 是大暖期中最稳定、最温暖的阶段，6.0～5.0 ka 开始降温，气候有较大波动，4.2～4.0 ka 出现明显的冷事件。

自此中国也开始了夏、商、周三代，时至今日大约经历了 13 个气候阶段（表 4.15），总共约 4 ka 时间每个阶段约 300～400 a 不等。4.2～4.0 ka 的冷事件在古气候代用资料中有明显的反映。四个冰芯中有三个 $\delta^{18}O$ 显示有一个冷期（图 4.34f，h，i），几个山洞石笋 $\delta^{18}O$ 则说明夏季风减弱（图 4.34b，c，d，e）。进入夏朝之后到商朝的初期，正是中国仰韶文化时期，气候温暖，这从冰芯、石笋的 $\delta^{18}O$ 可以明显地看出来（图 4.34b，f，h，i）。然后，进入中商冷期，四个冰芯均有一定程度的反映（图 4.34f，g，h，i），此外莲花洞及董哥洞 D_4 石笋 $\delta^{18}O$ 表现最突出。大约 1300BC 盘庚迁殷，气候回暖，直至武王伐纣。但是在商末 3.0 ka 前后有一次降温，这在几个冰芯序列上均有反映（图 4.34f，g，h，i）。西周初气候回暖，以后一段时间气候不稳定，直到春秋时期气候才变得温和，到战国时气候又转凉。同样这在 4 个冰芯序列中也看得很清楚（图 4.34f，g，h，i）。近 2 ka～3 ka 有了更多的古气候序列（图 4.35），自西汉到民国以来又经历了 7 个冷暖交替的阶段。这 3 ka 温度变化的总趋势是变冷，一直到 LIA 末期 19 世纪，20 世纪气候变暖。至于这个变暖主要是人类活动造成的，或者自然原因也占一定分量，则是一个至今仍在热议的问题。

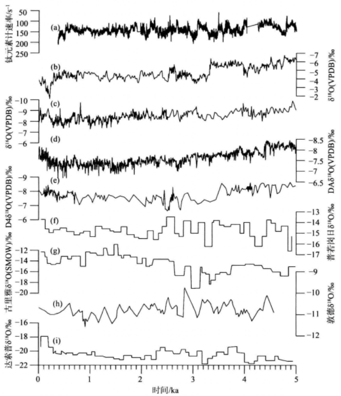


图 4.34　近 5 ka 中国气候变化的古气候记录证据

a. 广东湖光玛珥岩钛元素；b. 湖南莲花洞石笋 $\delta^{18}O$；c. 湖北和尚洞石笋 $\delta^{18}O$ 记录；d. 贵州董哥洞 DA 石笋 $\delta^{18}O$；e. 贵州董哥洞 D_4 石笋 $\delta^{18}O$；f. 普若冈日冰芯 $\delta^{18}O$；g. 古里雅冰芯 $\delta^{18}O$；h. 敦德冰芯 $\delta^{18}O$；i. 达索普冰芯 $\delta^{18}O$（葛全胜等，2011）

表 4.15　近 4 ka 中国东部的气候简史（葛全胜等，2011，本文有修改）

序号	朝代	纪元	距今(ka)	长度(a)	气候
1	夏—初商	2050—1500BC	4.00—3.50 BP	500	暖
2	中商	1550—1350BC	3.50—3.30 BP	200	凉
3	殷商	1350—1050BC	3.30—3.00 BP	300	温
4	西周	1050—750BC	3.00—2.70 BP	300	凉
5	春秋	750—450BC	2.70—2.40 BP	300	温
6	战国	450—150BC	2.40—2.10 BP	300	凉
7	西汉	150BC—AD200	2.10—1.75 BP	350	温
8	魏晋南北朝	AD200—550	1.75—1.40 BP	350	凉
9	隋朝	AD550—750	1.40—1.20 BP	200	暖
10	五代	AD750—900	1.20—1.05 BP	150	凉
11	宋元	AD900—1300	1.05—0.65 BP	400	暖
12	明清	AD1300—1900	0.65—0.05 BP	600	冷
13	民国以来	AD1900—2000	0.05 BP—0.05 AP	100	暖

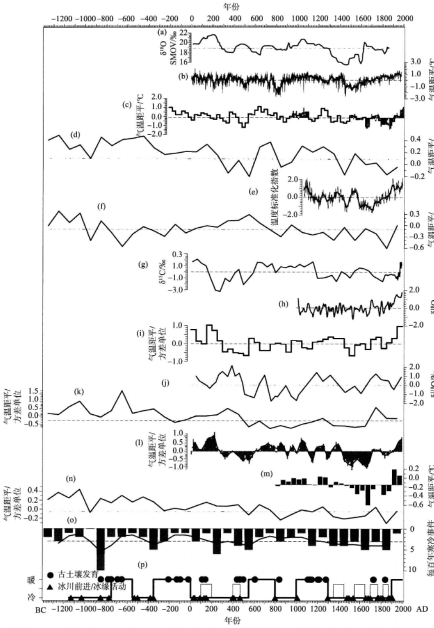


图 4.35　近 3 ka 中国温度变化的古气候证据

a. 吉林金川 $\delta^{18}O$；b. 北京石花洞 $\delta^{18}O$；c. 中国东部冬半年气温；d. 中国东部温度集成；e. 祁连山中部气温；f. 中国西北温度集成；g. 青海苏干湖 $\delta^{13}C$；h. 青藏高原冰芯 $\delta^{18}O$；i. 青藏高原温度集成；j. 四川红原泥炭 $\delta^{18}O$；k. 青藏高原气温集成；l. 中国气温集成；m. 文献记载重建的中国东部温度；n. 中国温度集成；o. 每百年寒冷事件频次；p. 根据冰川（三角）和古土壤（圆点）划分的冷暖阶段，细线冷期中的暖事件（葛全胜等，2011）

图 4.36 与图 4.37 给出葛全胜等（2011）综合的各种旱涝分析。首先要指出，中国气候并不总是在暖湿—冷干之间变化。这个问题关系到时间尺度，也同空间尺度有关。图 4.36 说明有些时期多大旱，有时

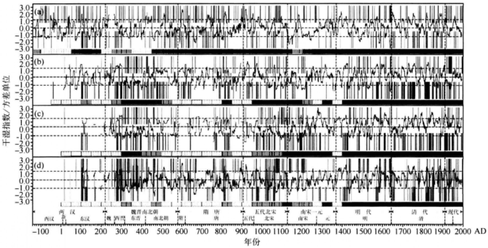


图 4.36　过去 2 ka 中国东部重大旱涝

a. 华北；b. 江淮；c. 江南；d. 东部。a、b、c 红色、蓝色分别表示大旱或大涝；d 红色、蓝色表示三个区同时有大旱或大涝，紫色及绿色表示有两个区同时有大旱或大涝，下方横柱表示置信度，颜色愈深置信度愈高（葛全胜等，2011）

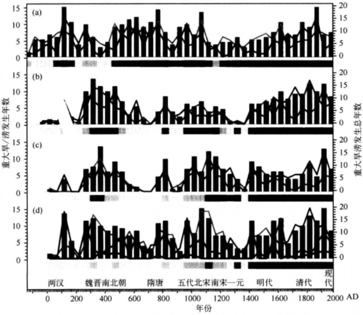


图 4.37　过去 2 ka 中国东部每 50 a 重大旱、涝发生年数

a. 华北；b. 江淮；c. 江南；d. 东部。红线——大旱，蓝线——大涝，黑线——东部旱涝并发，灰色竖柱大旱大涝总年数，黑色横柱表示置信度，颜色愈深置信度愈高（葛全胜等，2011）

多大涝，但也有大旱大涝均较多，这就可以理解温度变化与湿度变化之间有一定的独立性。同时旱涝的空间变率大，上述六种旱涝型中就有四种是旱涝相间。因此，至少在年际、年代际尺度干旱并不总是伴随寒冷，洪涝也不总是出现在温暖时期。结合图 4.37 可以看出，MWP 时旱涝不稳定，10 世纪到 11 世纪先是涝多于干旱，后来转为旱多于涝，而 LIA 时则华北、江淮、江南普遍涝多于旱，AD1650—1900 尤其突出。再往前魏晋南北朝时期气候温凉，旱涝均较多，但总的讲旱的频次超过了涝，可能是一个冷干时期。清朝气候湿润，明代则干旱较突出，但均属于 LIA。这再次说明百年尺度到年代际尺度气候变化，并非一定总是冷干—暖湿，也可能冷湿—暖干。况且，无论 MWP 或 LIA 之内温度也有变化，并不总是暖或冷。

4.4　中世纪气候异常

1965 年 Lamb 主要根据欧洲的气候资料提出了中世纪暖时代（Medieval Warm Epoch）的概念，用来指 AD1000—1300 温暖而干燥的气候。后来更经常称为中世纪暖期（Medieval Warm Period，WMP）。但是，Stine（1994）提出来，并不是所有地方 MWP 时气候均温暖，所以建议用中世纪气候异常（Medieval Climate Anomaly，MCA）这个名词。这个建议逐渐得到了愈来愈广泛的承认。2010 年 9 月 22—24 日在里斯本召开了一次专门针对 MCA 的科学讨论会（Diaz *et al*. 2011）。2011 年《PAGES News》为此出版了专刊（Xoplaki *et al*. 2011）。

4.4.1　气候变化型

Graham 等（2011）综合了各种代用资料给出 MCA 的气候特征（图 4.38）。这个特征是与 LIA 对比的结果，可以看出有以下几个特点：（1）北大西洋冬季西风增强北移，亚速尔高压加强，冰岛低压加深，所以对应强 NAO；（2）在强 NAO 形势下，北欧气候暖湿，北非干旱，北美东部暖，北大西洋海冰减少；（3）北太平洋高压也加强；北美西部干旱；（4）赤道太平洋东冷西暖，类似 La Nina 状态，南美西北部干旱；（5）东非到阿拉伯半岛干旱，西南季风强，印度及东南亚气候湿润；（6）中国东部北湿南干。

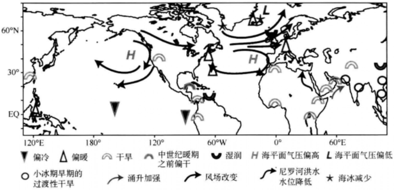


图 4.38　MCA 相对于 LIA 气候特征示意图（Graham *et al*. 2011）

为了研究 MCA 气候异常的成因，Grahan 等（2011）用 NCAR 耦合气候系统模式（CCSM），在印度洋及西太平洋 SST 增加 0.2～0.8℃的强迫下，能模拟出某些 MCA 的气候异常（图 4.39），例如冬季 NAO 的增强，欧洲和北非的干旱，赤道东太平洋的干旱，东非到阿拉伯半岛的干旱，印度半岛到东南亚的湿润。模拟结果在中国大陆信号不强，代用资料则显示中国东部有北涝南旱的趋势。

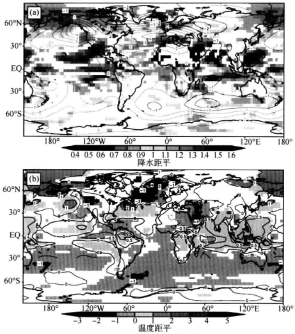


图 4.39　印度洋及西太平洋 SST 上升影响的模拟结果

(a)12 月—3 月降水量距平(与控制实验的比值),曲线为 SLP 距平;(b)12 月—3 月平均温度距平,30°N—30°S 之间间隔 0.5℃,其余地区间隔 1℃(Graham *et al*. 2011)

4.4.2　北美干旱

近代的观测资料分析及模拟研究表明,北美的大旱发生在热带太平洋为类似 La Niña 状态及副热带大西洋暖的时期,如 1930s 及 1950s。代用资料表明 MCA 时期,太平洋 SST 的特征为类似 La Niña,而 NAO 则为正位相,北大西洋暖(Seager *et al*. 2007;Seager and Burgman,2011)。因此,通过模拟研究 SST 异常对 MCA 旱涝的影响有重要意义。Seager 和 Burgman(2011)收集了 36 个点的代用资料,在图 4.40 中用圆圈表示,所附数字为资料编号。红色和蓝色分别表示暖和冷,绿色和棕色表示湿润和干燥。图中海上的等值线表示 SST 异常,陆上绿色与棕色分别表示土壤湿润与干燥,这是用图 4.40 所示 SST 强迫大气环流模式所得到的模拟结果。

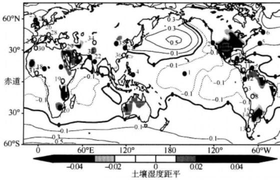


图 4.40　MCA 气候异常模拟 AD1320—1462 土壤湿度与现代模拟的差

代用资料(圆圈)绿色为湿润,棕色为干旱。海上等值线为作为外强迫给定的 SST 距平,NADA 表示北美干旱图资料(Seager and Burgman,2011)

首先看北美，根据北美干旱图集（North American Drought Atlas，NADA）AD1320—1462 为大旱，所以选定这一段时间的 SST 作为外强迫，计算模拟得到的土壤湿度与用现代 SST 强迫结果的差。可见模拟结果在北美很理想，大范围干旱，而热带中美洲则湿润，与代用资料相当一致。同时可以看一下全球其他地区的气候异常，也可以用相应的 SST 异常来解释。为了与模拟结果比较，所有的 36 个点的气候异常均以 AD1320—1462 与 LIA 对比为准。除了方才谈到的北美之外，MCA 的气候异常有以下重要特点：(1)从非洲之角经阿拉伯半岛到印度半岛南亚季风强，降水多；(2)东非干旱、南亚湿润；(3)南美北部湿润、赤道以南干旱；(4)中国北部湿润。以上这几个特征代用资料与模拟结果一致。此外，欧洲的代用资料与模拟结果信号比较混乱。因此，除了欧洲以外，许多地区 MCA 的气候异常可以从正 NAO 位相及类似 La Niña 状态得到解释。不过要注意这里取 AD1320—1462 代表 MCA 与一般的概念可能不同，如第 3 章表 3.7 所示，通常把 AD900—1300 作为 MWP。这里是为了适应美国的大旱(megadroughts)，而选定了这一段时间。应该注意到图 4.40 与图 4.38 的时间是不同的。因此，两张图上的气候异常也不尽相同，如图 4.38 虽然指出阿拉伯海涌升强，但是阿拉伯半岛陆上则是干旱，到现代巴基斯坦、印度才转变湿润。另外图 4.39 环北大西洋地区气候异常信号与模拟结果吻合较好，而图 4.40 则较差，这也可能与所取代表 MCA 的时段不同有关系。

Oglesby 等(2011)专门研究 La Niña 及暖 AMO 对北美干旱的影响。图 4.41a 为 AD1901—2006 中 AMO 暖位相的合成温度距平，方块为代用资料中世纪(AD900—1330)温度距平，棕色为正，蓝色为负，灰色为正常。用 La Niña SST 强迫时可以模拟出北美干旱范围。当用 AMO 暖位相的温度强迫时可以

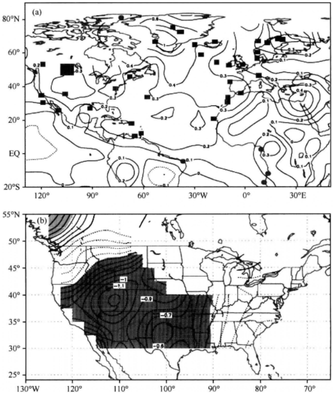


图 4.41　(a)MWP(AD900—1330)温度距平(℃)；(b)用树木年轮资料建立的帕尔默干旱强度指数(PDSI)，AD900—1200 平均—AD1901—2000 平均(Oglesby *et al*. 2011)

较好地模拟出干旱的强度。同时考虑两个因子，则可以从范围及强度上更好地模拟出北美干旱（图4.42）。图4.41b为中世纪暖期（AD900—1200）对20世纪（AD1901—2000）PDSI，与图4.42对比可以检查模拟的效果。由于这项研究用的是比较标准的MCA时间，所以进一步证明类似La Niña状态及AMO暖位相确定是北美大平原到北美西南部干旱形成的原因。并且，对影响机制提出了自己的见解。Oglesby等（2011）认为AMO暖位相时，北大西洋副热带高压偏北偏东，不利于副高西南侧向北美大陆中部输送水汽，因此造成大平原及北美西南部的严重干旱。

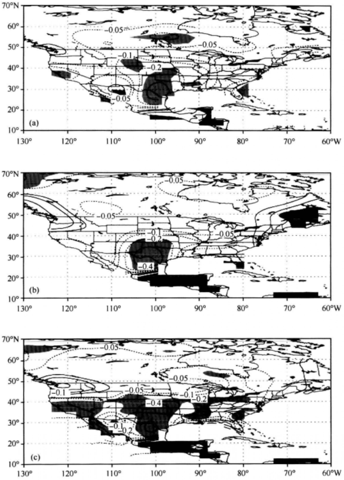


图4.42　SST影响MCA北美降水异常的模拟

(a)类似La Niña状态；(b)AMO暖位相；(c)La Nina和AMO暖位相。虚线与实线分别为负及正距平(mm/d)，黄色及蓝色分别为干旱或湿润达到95%信度(Oglesby *et al*. 2011)

4.4.3　欧洲的中世纪气候异常

欧洲有大量的树木年轮记录可以提供丰富的气候信息。斯堪的纳维亚主要是有几百年树龄的针叶树、倒树以及准化石树木。阿尔卑斯山则用高山活的针叶树及历史建筑木材。这样建立的温度序列长度可达1.5 ka以上。罗马尼亚的喀尔巴阡山及西班牙比利牛斯山的树木年轮资料也可以向前追溯到12、

13 世纪。这两个地方有树轮重建的夏季温度与阿尔卑斯山的结果类似。法国南部、阿尔巴尼亚及保加利亚的树木年轮也有上千年的序列。根据树轮重建的斯堪的纳维亚夏季温度(图 4.43A)在 AD500—700,AD800—900,AD1100—1400,AD1570—1750,及 AD1780—1920 低于平均值(AD1860—2004)。夏季最暖的时期出现在 AD760s,AD980—1100 及 AD1410—1420,其温暖程度不低于 AD1980 之后。斯堪的纳维亚的暖期与公认的 MCA 暖期基本一致。阿尔卑斯山则完全不同(图 4.43B),那里从 15 世纪到 AD1820 为一个漫长的冷期,但是在 MCA(图 4.43 中的阴影区)并没有持续的温暖,在 AD1030—1120 期间温度明显偏低。同时 20 世纪后期的变暖是1.5 ka以来最暖。

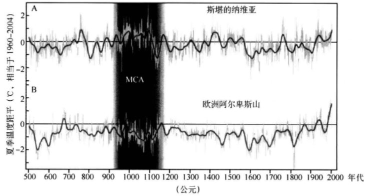


图 4.43　MCA 夏季温度距平(对 1860—2004 年平均,℃)

A. 斯堪的纳维亚;B. 欧洲阿尔卑斯山,阴影表示 MCA(Büntgen and Tegel,2011)

树木年轮也可以反映不同地区的湿度变化(图 4.44)。芬兰南部及英格兰南部的干湿变化趋势基本一致,MCA 时干旱(图 4.44A)。德国及中欧的干湿变化(图 4.44B)也显示 MCA 干旱,不过干旱期可能

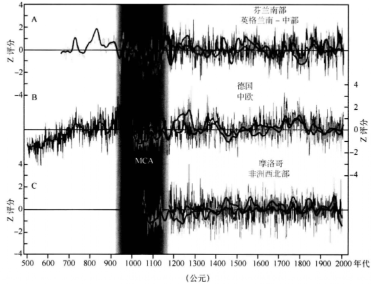


图 4.44　MCA 夏季湿度变化标准值

A. 芬兰南部(蓝色)、英格兰南—中部(红色);B. 德国中部(蓝色)、中欧(红色);C. 摩洛哥(蓝色)、西北非(红色)(Büntgen and Tegel,2011)

稍短，仅限于 AD1000—1200。公元 10 世纪、13 世纪、气候转为湿润。这两个地区在 LIA 湿度均有所增长，但是在芬兰南部及英格兰南部（图 4.44A）15 世纪及 16 世纪气候最为湿润，而在德国及中欧（图 4.44B）气候最湿润的时期为 13—14 世纪及 18 世纪。摩洛哥与西北非（图 4.44C）几乎整个 LIA 气候湿润，15 世纪中、16 世纪中、17 世纪中、18 世纪中、19 世纪中连续大约每 100 a 出现一个湿润气候的峰值期，而 MCA 则可能干旱，可惜序列不够长，不能看到 MCA 干旱气候的全貌。这些树轮资料证实了从北欧到北非 MCA 气候暖干、LIA 气候冷湿的特点。同时也证明采用 MCA 名称更合适，因为有的地区气候温暖，有的地区则干旱更突出。

Moreno 等（2011）分析了近 2 ka 伊比利亚半岛西班牙各湖泊及近海沉积，比较细致地了解了 MCA 及 LIA 的气候特征并与太阳活动及北半球温度变化作了比较（图 4.45）。从时间上把 2 ka 分为五个时期：（1）罗马暖期（AD1—500）；（2）黑暗时代冷期（AD500—900）；（3）MCA（AD900—1300）；（4）LIA（AD1300—1900）；（5）20 世纪暖期。重点分析 MCA 及 LIA。从 MCA 末期到 LIA，比利牛斯山前 Estanya 湖水位上升，伊比利亚山脊 Taravilla 湖粗的颗粒硅石层反映了强降水使径流量增加的洪水事件，这种事件频率在 LIA 显著增高。Basa de la Mora 湖及 Zoñar 湖 Rb/Al 比及 Si 浓度的增加都可作为 LIA 径流量加强的证据，而相反 MCA 则径流弱说明降水少。比利牛斯山中部 Montcortés 湖沉积中 MCA 喜温植物多说明气候温暖，半岛东部 Minotca 沿岸地中海沉积中 LIA 粗颗粒增加也说明西北风强，NAO 负位相，MCA 时西北风弱，MAO 为正位相。伊比利亚古气候记录表明 MCA 时温暖、干旱，这与 NAO 正位相是协调一致的。

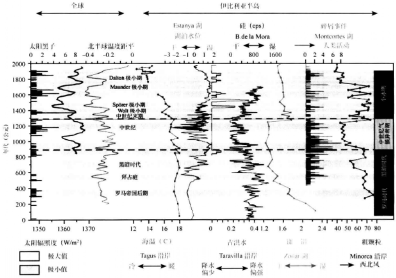


图 4.45　近 2 ka 北半球及伊比利亚气候

自左向右：太阳黑子，太阳辐照度（W/m^2）；北半球温度距平（℃）；Tagus 沿岸 SST（℃）；Estanya 湖水位（m）；Turavilla 湖古洪水；Basa de la Mora Si，Zonar 湖 Rb/Al；Montcortès 湖瓦砾事件；Minorca 沿岸粗颗粒（Moreno *et al*. 2011）

4.4.4　近 2 ka 中国的气候变化

Ge 和 Wu（2011）近来总结了近 2 ka 中国温度变化的研究。可以把中国分为五个区（图 4.46 左上）。下面就逐区进行讨论：

（1）东北　Ge 和 Wu（2011）把行政上的华北区与东北及内蒙古东部合为一个区，称为东北，这里有北京石花洞石笋记录（图 4.46e）。9 到 13 世纪暖，可以说是最典型的中国 MWP 的表现。此外，吉林省金

川泥炭(图 4.46 中 8 的位置),也证明 AD1100—1200 暖。但岱海沉积(图 4.46 中 7 的位置)重建的 7 月温度则看不到 MWP。这表明区域内的差异还是很大的。

(2)西藏高原共有四个冰芯序列长度达到 950 a,达索普、敦德、古里雅及普罗冈日,地理位置见图 4.46 中的 6、3、1、5. 其中敦德及古里雅可以看到 MWP,普罗冈日看不到,达索普则是冷,因此四个曲线合成之后,就什么也看不到了(图 4.46c)。不过青海乌兰树轮重建的冬季温度,在 AD1144—1264 偏暖,而 17—18 世纪偏冷(图 4.46b)。青海湖 TOC 分析表明 AD1160—1290 气候暖干(图 4.46,位置 4)。苏干湖(图 4.46 位置 2)的暖期在 AD500—1200。不过这两个序列时间分辨率都很低。

(3)东部这是历年根据史料研究的最多的地区,以长江流域为主。竺可桢的研究时间分辨率不够,很难作出准确的判断,但总的认为暖期在 AD1000 之前,而且在 AD1100 前后有一段冷期。Ge 等(2003)对冬季温度更详细的分析表明,AD930—1310 比 1950s—1970s 平均高 0.2℃,最暖的时期在 AD1230—1250,温度距平可达 0.9℃。但是中间夹着一个冷期(AD1080—1220),这个冷期在竺可桢的曲线上也有明确信号。

(4)西北唯一的高分辨率序列是根据祁连山中部树木年轮建立的序列,分析表明这个序列与中国平均温度有较高的相关。很明显 11 世纪为最暖的 100 a,其温暖程度可以与 20 世纪中期相比较,但是 12 世纪也是一个相对冷期(图 4.46a),这与中国东部的情况类似。

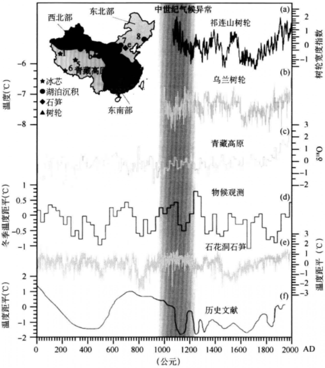


图 4.46　近 2 ka 中国的温度变化

左上方为分区及代用资料来源。a. 中国西北部祁连山树轮宽度指数;b. 西藏高原乌兰树轮重建的 9 月—4 月温度;c. 西藏高原冰芯 $\delta^{18}O$;d. 用史料建立的中国东部冬半年(10 月—4 月)温度距平;e. 北京石花洞石笋重建的 7 月—8 月温度;f. 竺可桢根据史料建立的年平均温度曲线。数字 1—8 为正文中讨论的温度序列所在地理位置:1 古里雅冰芯,2 苏干湖沉积,3 敦德冰芯,4 青海湖沉积,5 普罗冈日冰芯,6 达索普冰芯,7 岱海湖泊沉积,8 金川泥炭(Ge and Wu,2011)

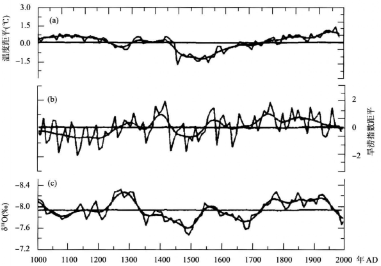


图 4.47　近 1 ka 中国温度(a)，中国东部旱涝指数(b)，及夏季风强度(c)(杨保，谭明，2009)

杨保、谭明(2009)研究了近千年中国东部气候变化，并与石笋记录作了比较(图 4.47)。图 4.47 给出中国的温度(a)及中国东部的降水量变化(b)。图 4.47c 为董哥洞、龙泉洞、和尚洞与万象洞石笋 $\delta^{18}O$ 平均序列。注意图 4.47c 的纵坐标向上为更大负值。过去认为夏季 $\delta^{18}O$ 偏轻意味着更多的夏季降水。近来谭明(2009)对 $\delta^{18}O$ 与降水关系的机制提出了不同的解释。他认为在东亚夏季风强盛的年份，西太平洋副热带高压偏北东缩而弱，中国东部主要为热带季风槽(ITCZ)控制，水汽主要来自印度洋，亚洲夏季风环流带来的水汽在运移过程中氧稳定同位素发生分馏，轻同位素趋于汽相，而重同位素趋于液相，水汽不断凝结降水，从而使降落到中国季风区的雨水氧稳定同位素偏轻；而在东亚夏季风变弱的年份，西太平洋副热带高压偏南西伸而强，中国大陆季风区主要为亚热带梅雨锋控制，来自印度洋的水汽份额减少，而来自西太平洋的水汽份额增大，由于后者输送路程较近，导致氧同位素偏重。对于为什么夏季风强盛年 $\delta^{18}O$ 偏轻的形成机制还可以进行讨论，但是对于 $\delta^{18}O$ 偏轻时表明东亚降水丰沛的认识则是一致的。图 4.47b，c 的长期变化趋势基本上是相似的。AD1220—1320 及 AD1730—1940 $\delta^{18}O$ 偏轻，说明这时夏季风强，中国东部降水偏多。中国旱涝变化的地理差异很大。MCA 时气候偏暖已经得到了较多证明，当然其中 12 世纪依然是比较冷的。但究竟 MCA 时是否其他季风区那样，夏季风强、降水多，在中国哪一个地区多，还是一个要继续探讨的问题。

4.4.5　尼罗河洪水

贯穿整个埃及历史，尼罗河洪水有举足轻重的作用。洪水供应灌溉用水，淤泥提供了肥料。尼罗河洪水的来源在埃塞俄比亚高原及赤道非洲，而且洪水有大量的历史记载，这是研究热带季风系统对 MCA 及 LIA 响应的重要对象。图 4.48 给出 7 世纪以来的尼罗河洪水状况，包括三个信息：极端低水位频率(红线)，极端高和低水位频率(蓝线)，及主要低水位期(浅棕色阴影)及主要高水位期(浅蓝色阴影)。分析每年洪水的历史记载发现，MCA 及尼罗河洪水不稳定，AD930—1350 总的讲是低水位期，但是中间夹着一个高水位期(AD1070—1180)。这种情况与 MCA 中国的气候特征有些类似。

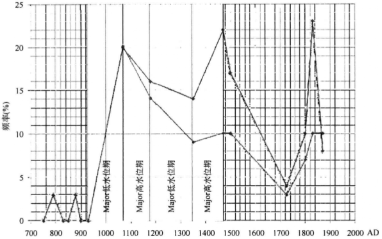


图 4.48 公元 7 世纪以来尼罗河水位;极端低水位频率(红色),极端低水位和极端高水位频率(蓝色)(Hassan,2011)

4.4.6 中世纪气候异常的模拟

把模式模拟与气候代用资料比较,可以认识气候变化形成的机制,模式与代用资料的不一致反映了模式的缺陷或者代用资料的不完善。Gonzalez-Rouco 等(2011)报告了对 MCA 模拟的初步结果。但是,这个结果却并不令人鼓舞,一方面并没有能在外强迫作用下成功地模拟所有 MCA 的气候特征,另一方面又显示过大的气候系统内部变率,这在很大程度上影响了模拟结果的检测。如 4.4.1 节所述,用暖的印度洋及西太平洋 SST 去强迫大气环流,可以在一定程度上模拟出 MCA 的气候特征。现在的问题,如果只给定太阳辐射变化、火山活动及温室气体变化,是否也能模拟出 MCA 的基本气候特征。Gonzalez-Rouco 等(2011)共分析了六个模式模拟的结果,这六个模式是:CSM1.4(NCAR 的气候系统模式,版本 1.4)、CCSM3(通用气候系统模式版本 3)、ECHO-G(Max-Planck 气象研究所模式)、IPSL(Pierre Simon Laplace 研究所气候模式版本 4-V2)、CNRM(法国国家气象研究中心气候模式版本 3.3)及 MPI-ESM (Max-Planck 气象研究所地球系统模式)

图 4.49 给出模拟结果以及与代用资料的比较。整个工作都是以研究 MCA(AD950—1250)与 LIA (AD1400—1700)的年平均温度差为目标。外强迫考虑三个因素:太阳辐照度变化、火山活动、及温室气体变化。现在对太阳辐照度变化的估计比以前低。但是大部分模式采用了较高的太阳变率。只有 MPI-ESM 模式采用了两个方案:E1-较小的太阳辐照度变化,E2-较大的太阳辐照度变化。从蒙德尔极小期后期(LMM)至今的总太阳辐照度变化(TSI)从 0.24%(CSM1.4,CCSM3)到 0.29%(ECHO-G),从 MCA 到 LMM 的变化从 0.17%(CCSM3)到 0.27%(MPI-ESM-E2)。所有 CO_2 为给定,只有 MPI-ESM 是用碳循环子模式计算的,因此考虑了 AD1700 之前的土地利用。MPI-ESM 给出 4 个例子说明集合内部的差异。

图 4.49 中凡差值达不到 95%信度的地区均用阴影表示。几乎所有的模式都是正温度差为主,即 MCA 比 LIA 暖。只有 CNRM 南半球有很大变冷。一般变暖在陆地高于海洋,高纬高于低纬。但是也有不少模式给出区域性的变冷,如在南极、南半球中纬、北太平洋(ECHO-G)、北大西洋(CCSM3)及亚洲东北(CNRM)。但是,这些变冷的区大多是区域性的,不同的模式地域不同,集合内不同积分也不同,这在 MPI-ESM 的 4 个积分中看得很清楚。所以,尽管大部分模式模拟出变暖,但是变暖的数值及空间分

布有很大差异。没有一个模式能模拟出类似 La Niño 特征，包括暖池的变暖，只有 MPI-ESME1 在赤道东太平洋有小的负值，同时在暖池附近有小的正值。另外也未能模拟出 AMO 暖位相的特征。这表明模拟与代用资料还有很大差距。如果代用资料基本可信的话，这就是说现代的模式尚不能正确地复制出对外界强迫的响应，如赤道太平洋东西 SST 梯度的变化。另外，不少模式采用了较高的 TSI 变化，结果造成均匀的变暖，而一些 TSI 变化较小的模拟则显示有不少局部降冷。这表明这些变冷可能是气候系统内部变率。实际上，代用资料确实证明 MCA 时有局部地区变冷，因此这些变冷很可能就是气候系统内部变率的反映。

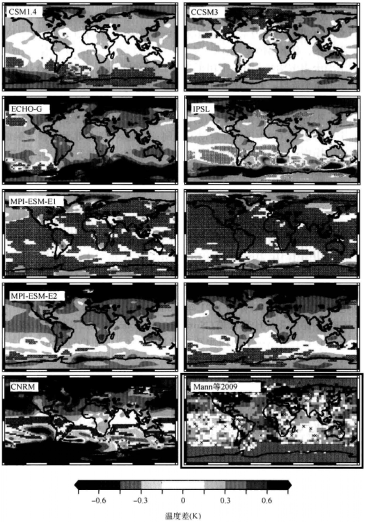


图 4.49　MCA(AD950—1250)—LIA(AD1400—1700)年平均温度差的模拟与代用资料对比

但是模拟 MCA 用 AD1000—1250 平均，模拟所用模式标在每个小图的左上角。Mann 等 2009 指代用资料分析。未标明模式的两个图为 MPI-ESM 的集合模拟中的个别积分(Gonzalez-Rouco *et al*. 2011)

4.5　近千年的大气涛动

4.5.1　大气涛动

大气涛动是大气环流在海平面气压(SLP)图上的表现。1930s 沃克(Walker)总结了前人的研究，提出"世界天气"(World Weather)的概念，给出北大西洋涛动(NAO)，北太平洋涛动(NPO)，及南方涛动(SO)的定义。每个涛动均由两个大气活动中心，即一个高压与一个低压组成。两个大气活动中心的气压此起彼伏，呈跷跷板式变化。

大气涛动的研究在 20 世纪后期及 21 世纪初有了蓬勃的发展(Trenberth *et al*. 2007)。先是把涛动变化与区域气候变化联系。最著名的是 Bjerknes(1969)把 SO 与 El Niño 联系起来，成为近 40 a 大气科学与海洋科学交叉的结合点 ENSO。另一个例子就是 PNA(Wallace and Gutzler，1981)。然后，把大气涛动研究推向对流层乃至平流层。并且提出南极涛动(AAO)(Gong and Wang，1999)。四大涛动覆盖了全球大部分海洋面积，但是对邻近陆地的气候有重要的影响。

大气涛动研究的一个新的发展就是用各种代用资料重建过去几百年到千年的大气涛动序列。这方面的研究有以下几个重要意义：(1)由于大气涛动是控制一个地区，例如北大西洋气候的主要环流机制。因此，大气涛动的变化，反映了一个地区的气候变化的宏观特征。(2)由于大气涛动是造成气候异常的直接原因，如 NAO 强时北欧气候暖湿。因此研究大气涛动变化有助于认识局地或区域气候变化的大气动力学。(3)研究千年大气涛动变化有助于认识自然气候变率的形成机制与原因。下面列出四大涛动的研究：

SO　最早受到注意的是 SO，Bjerknes(1969)首先把 SO 与 EL Niño 联系起来。随后 La Niña 的名字得到公认。ENSO 的名称也在 1980s 中逐渐被广泛采用(Ropelewski and Halpert，1986；1987)。目前公认用两次标准化 Tahiti(塔希提)减 Darwin(达尔文)气压差作为 SOI(Troup，1965)，并已经根据观测记录把 SOI 序列向前延伸到 1860s(Können *et al*. 1998)。

NAO　现在多用葡萄牙的 Lisbon(里斯本)与冰岛 Stykkisholmur(斯蒂基绍尔末)的气压差表征 NAO，并用代替站把 NAO 序列向前延伸到 1821 年(Jones *et al*. 1997)。NAO 的一个发展是根据 20°N 以北的北半球 SLP EOF 提出北半球环状模(Northern Annular Mode，NAM)的概念(Thompson and Wallace，2000；Thompson *et al*. 2000)。有时也称为北极涛动(Arctic Oscillation，AO)(Thompson and Wallace，1998；Deser，2000)。

NPO　现在一般用阿拉斯加湾阿留申低压(30°—65°N，160°E—140°W)的 SLP 作为 NPO 指数 NPI (Trenberth and Hurrell，1994)。NPO 在 20 世纪后期有两个发展，即太平洋北美型(Pacifia-North American Pattern，PNA)与太平洋年代振荡(Pacific Decadal Oscillation，PDO)。PNA 指由北大西洋南部经阿留申群岛到北美西北部沿大圆传播的遥相关型(Wallace and Gutzler，1981)。PDO 也可以用 20° N 以北北太平洋 SST 的 EOF1，来定义(Mantua and Hare，2002；Deser *et al*. 2004)。PDO 也可以扩展到整个太平洋盆，称为年代际太平洋涛动(Inter-decadal Pacific Oscillation，IPO)(Power *et al*. 1999；Folland *et al*. 2002)。

AAO　20 世纪提出南极涛动(Antarctic Oscillation，AAO)(Gong and Wang，1999)。一般指 45°S 及 65°S 之间 SLP 的跷跷板式变化。由于其模态对南极的对称性也称为南半球环状模(Southern Annular Mode，SAM)(Marshall，2003；Thompson and Wallace，2000)。

4.5.2　大气涛动指数

Kaplan(2011)在美国《BAMS》，2010 年气候状态专号上列出了 10 个大气涛动指数的 29 种定义，很值得参考，现列为表 4.16。

表 4.16　各种大气涛动指数定义(Kaplan,2011)

序号	涛动	指数	定义	作者
1	ENSO	NINO3	SST(5°S—5°N,150°—90°W)	Cane *et al*. 1986 Rasmusson and Wallace,1983
2	ENSO	NINO3.4	SST(5°S—5°N,170°—120°W)	Trenberth,1997
3	ENSO	CTI(冷舌)	SST(6°N—6°S,180°—90°W)	Deser and Wallace,1990
4	ENSO	Troup SOI	ΔSLP(Tahiti-Darwin)	Troup,1965
5	ENSO	SOI	标准化 ΔSLP	Trenberth,1984
6	ENSO	Darwin SOI	标准化 Darwin SLP	Trenberth and Hoar,1996
7	ENSO	赤道 SOI	赤道(5°S—5°N)ΔSLP (130°—80°W)—(90°—140°E)	Bell and Halpert,1998
8	ENSO	中太平洋 El Nino(Modoki)	ΔSST (165°E—140°W,10°S—10°N)—1/2(110°—70°W,15°S—5°N)—1/2(125°—145°E,10°S—20°N)	Ashok *et al*. 2007
9	NPO	PDO	20°—70°N 北太平洋 SST PC1	Mantua *et al*. 1997 Zhang *et al*. 1997
10	NPO	IPO	全球 SST 低频滤波 EOF3	Folland *et al*. 1999 Power *et al*. 1999
11	NPO	NPI	SLP(30°—65°N,160°E—140°W)	Trenberth and Hurrell. 1994
12	NPO	PNA	1/4[(H(20°N,160°W)—H(45°N,165°W)+H(55°N,115°W)—H(30°N,85°W)],H 为 500 hPa 高度距平	Wallace and Gutzler,1981
13	NAO	NAO	Δ标准化 SLP(Lisbon/Ponta Delgada-Stykkisholmur/Reykjavik)	Hurrell,1995
14	NAO	NAO	Δ标准化 SLP(Gibralter-Reykjavik)	Jones *et al*. 1997
15	NAO	AO	SLP 的 PC1(20°—80°N,90°W—40°E)	Hurrell,1995
16	NAO	AAO	20°N 以北 SLP PC1	Thompson and Wallace,1998,2000
17	AAO	AAO	20°S 以南 850/750 hPa 高度 PC1	Thomposon and Wallace,2000
18	AAO	AAO	标准化 ΔSLP(40°—65°S)	Gong and Wang,1999
19	AAO	AAO	标准化 ΔSLP(40°—70°S)	Nan and Li,2003
20	AAO	AAO	单站 ΔSLP(40°—65°S)	Marshall,2003
21	AMO(大西洋年代际振荡)	AMO	去掉趋势的北大西洋(0°S—70°N)SST	Enfield *et al*. 2001
22	AMO	AMO	去掉全球平均的北大西洋(0°S—70°N)SST	Trenberth and Shea,2006
23	TAO	大西洋 Nino	SST(3°S—3°N,20°W—0°)	Zebiak,1993
24	TAO(热带大西洋)	大西洋 Nino	大西洋 SST(20°S—20°N)PC1	Deser *et al*. 2010
25	TAO	AMM(热带大西洋经向模)	大西洋(20°S—20°N)SST PC2	Deser *et al*. 2010
26	TIO(热带印度洋)	IOBM(印度洋盆模)	SST(40°—110°E,20°S—20°N)PC1	Deser *et al*. 2010
27	TIO	IOBM	去掉趋势 SST(40°—110°E,20°S—20°N)PC2	Deser *et al*. 2010

续表

序号	涛动	指数	定义	作者
28	TIO	DMI(印度洋偶极模)	SST(50°—70°E，10°S—10°N)—SST(90°—110°E，10°S—0°)	Saji *et al*. 1999
29	COWL(冷海洋—暖大陆)		北半球温度场的一种类型	Wallace *et al*. 1995 Thompson *et al*. 2008

图 4.50 及图 4.51 给出 1880—2010 年各种涛动指数的变化。

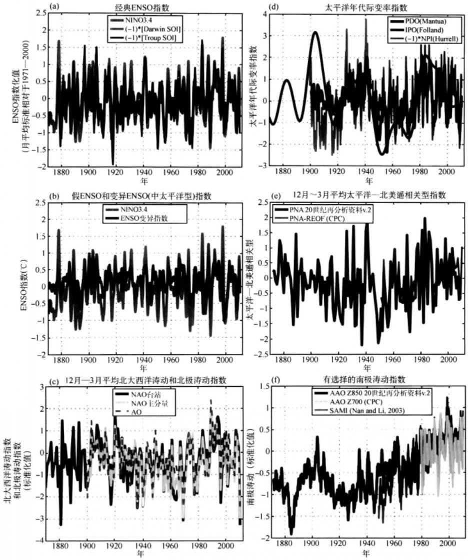


图 4.50　1880—2010 年各种气候指数(一)

a. 经典 ENSO；b. 假(Modoki)ENSO；c. 北半球冬季北半球涛动(NAO，AO，NAM)；d. 太平洋年代际变率；e. PNA 指数；f. 南半球冬季南半球涛动(SAM，AAO)(Kaplan，2011)

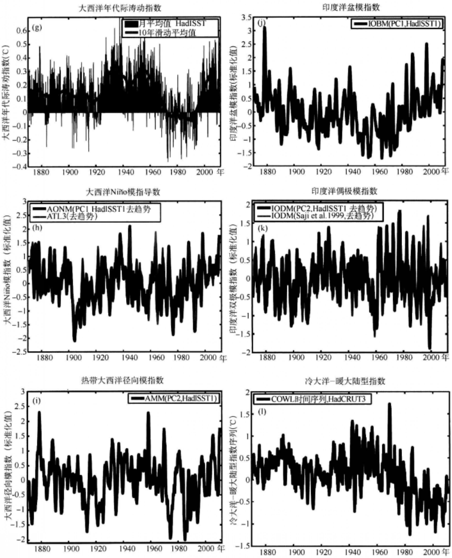


图 4.51　1880—2010 年各种气候指数(二)

g. 大西洋经向环流指数；h. 大西洋 Niño 模指数；i. 热带大西洋经向模指数；j. 印度洋盆模指数；k. 印度洋偶极子指数；l. 冷大洋—暖大陆型指数(Kaplan,2011)

4.5.3　20 世纪的四大涛动

(1)资料

NAO　用葡萄牙的 Lisbon 与冰岛 Stykkishomur/Reykjavik 的标准化海平面气压差表征 NAO (Hurrell *et al*. 2003)。

NPO　用 30°—65°N，160°E—140°W 范围内平均海平面气压作为 NPO 的指数称为 NPI(Deser *et al*. 2004)。为了 PDO 一致，本文取负 NPI。

PDO　（太平洋年代振荡）用 20°N 以北太平洋 SST 的 EOF1 时间系数（Mantua *et al*. 2002）。

ENSO　用 ENSO 级别序列，自 3 到 −3 共 7 级。El Niño 分强、中、弱用 3、2、1 表示，La Nino 分强、中、弱用 −3、−2、−1 表示，0 表示正常（Wang S，2004）。

SOI　用 Tahiti 与 Darwin 两次标准化的气压差（Tranberth and Caron，2000），从当年 4 月到下一年 3 月平均代表当年。为了与 ENSO 一致，取负 SOI。

AAO　Gong 和 Wang（1999）用 40°—65°S 气压差来定义 AAO。现在有两个百年以上的序列：Marshall（2003）用 40°S 及 65°S 附近各六个站的平均海平面气压差。Visbeck（2009）用南极（AN）20 个站、南非（AF）六个站、澳大利亚—新西兰（AU）10 个站，及南美（SA）7 个站求区域平均。副热带平均 ST＝（SA＋AF＋AU）/3。AAO＝ST－AN。早期 AN 资料不足，用 58°S 以北的平均海平面气压乘以 −1 代表 AN。这里用 Visbeck 的序列。

（2）近百年涛动变化

为了比较，对上述六个序列各自对 1900—2000 年标准化。距平见图 4.52，粗线代表低频滤波值。表 4.17 给出六个序列之间的交叉相关系数。

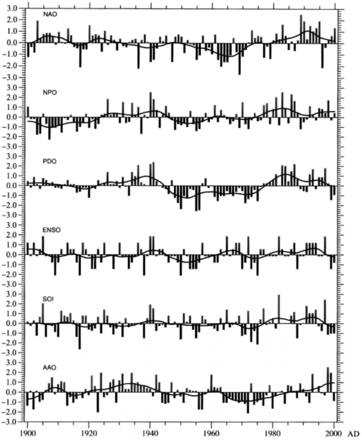


图 4.52　1900—2000 年标准化大气涛动年距平序列（黄建斌等，2010）

表 4.17　1900—2000 年大气涛动年距平之间的交叉相关系数*（黄建斌等，2010）

	NAO	NPO	PDO	ENSO	SOI	AAO
NAO	1.00	−0.11	0.00	−0.10	−0.05	0.09
NPO		1.00	0.58	0.17	0.17	−0.01
PDO			1.00	0.45	0.38	0.08
ENSO				1.00	0.81	−0.24
SOI					1.00	−0.23
AAO						1.00

* 置信度 95%、99%及 99.9%的相关系数绝对值分别为 0.197、0.256 及 0.324

从图 4.52 及表 4.17 可以得到如下结论：1）NPO 与 PDO 有较高的相关（0.58），ENSO 与 SOI 的相关则更高（0.81）。2）四大涛动之间仅 ENSO 与 NPO 有一定正相关（0.17），ENSO 与 AAO 有一定负相关（−0.24）。其余相关均较弱，表现出四大涛动的相对独立性。3）近百年四大涛动的变化不一致。但是，看低频变化 1920—1940 年及 1980—2000 年各大涛动以正位相为主，1940—1980 年以负位相为主。这与全球气候变暖有没有联系值得进一步研究。

（3）四大涛动的相对独立性

图 4.53 给出根据 1958—1998 年资料计算的四大涛动每个涛动所能解释海平面气压的方差（%）（龚道溢，王绍武，2000）。图 4.54 是图 4.53 的综合。可以看出每个涛动影响的地理范围基本不重合。这与 1930s Walker 最早提出涛动定义时的概念一致的。Walker"世界天气"研究的目的就是要找到控制一个地区气候的环流机制，而且很明确指出，NAO 与 NPO 基本上是彼此独立的。

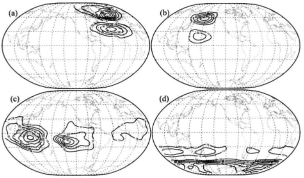


图 4.53　四大涛动每个涛动所能解释的海平面气压方差（%）

a. NAO；b. NPO；c. SO；d. AAO（龚道溢，王绍武，2000）

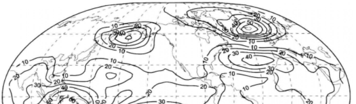


图 4.54　四大涛动所能解释的海平面气压总和（%）（龚道溢，王绍武，2000）

4.5.4 近千年的四大涛动

(1)资料

近来发表了不少重建大气涛动序列的工作,有的长度达到近千年。这里仅采用四个达到千年的序列。

NAO NAO与摩洛哥降水为负相关,与苏格兰降水为正相关。因此,利用摩洛哥树木年轮及苏格兰石笋重建了AD1050年以来的NAO(Trouet *et al*. 2009)。

PDO PDO与北美西南部的降水有正相关,美国西北到加拿大为负相关。因此,用这两个地区的树木年轮重建AD993—1996的PDO(MacDonald and Case,2005)。

ENSO 这是一个前期根据尼罗河干旱,后期根据南美降水建立的El Niño序列,Diaz等(1994)对这个序列做奇异谱分析,这里把25～150 a及11～25 a两个波段的奇异谱系数合起来,代表ENSO。由于目前还没有建立长达千年的SOI序列,所以用这个序列。

AAO 环南极的西风带与南美南部的降水有很高的正相关(Mayr *et al*. 2007;Moreno *et al*. 2009)。因此,利用安第斯山东侧巴塔哥尼亚干旱草原湖泊沉积的$\delta^{13}C$重建近千年降水量序列。由于西风强时降水量大,西风弱时降水量小,所以,可以用来表征西风强度,即反映了AAO(Mayr *et al*. 2005)。

同样对上述4个序列分别对1000—2000年标准化。所有序列均已做低频滤波,每10 a即AD1000,1010,1020…取一个值,绘为图4.55。

表4.18 1000—2000年大气涛动之间的交叉相关系数*(黄建斌等,2010)

	NAO	PDO	ENSO	AAO
NAO	1.00	−0.22	−0.10	−0.01
PDO		1.00	0.39	0.03
ENSO			1.00	0.31
AAO				1.00

* 数据量相同,所以信度标准与表4.17同

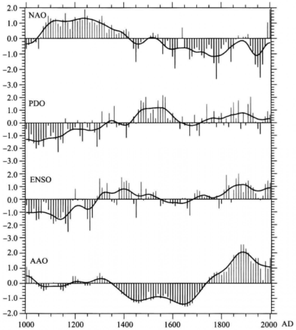


图4.55 1000—2000年标准化大气涛动10 a距平序列(黄建斌等,2010)

(2)近千年涛动变化

显然,近千年四大涛动的变化也表示出相当大的独立性。如表4.18所示,NAO与NPO有弱的负相关外,ENSO与PDO有正相关,与AAO也有正相关。AAO与NAO或PDO则没有任何关系。同时,图4.55显示,四大涛动正位相期,NAO在前期,PDO及ENSO在中、后期,而AAO在后期。

(3)MWP与LIA的涛动

在MWP期间AAO谈不上有什么异常。NAO在AD1000—1450年期间以正位相为主。PDO及ENSO在1000—1450年期间以负位相为主。这是与MWP太阳辐射增加多出现类似La Niña状态,LIA太阳辐射减少多出现类似El Niño状态的观点是一致的(Mann *et al*. 2005)。

(4)ENSO变率

Fowler和Boswuk(2007)研究了近500 a ENSO的变率。发生El Niño时新西兰树轮宽,La Niña时树轮窄。所以,树轮可以很好地反映ENSO的变率。近百年根据树轮建立的31 a标准差序列与SOI序列的标准差变化趋势十分一致,20世纪中前期有一个变率谷值,20世纪初及后期变率最高。王绍武等(2004)曾重建了近500 a ENSO序列。根据这个序列所做的31 a标准差与Fowler和Boswnk的结果很相似。两者之间的相关系数达到0.55(表4.19)。图4.56a和4.56b给出这两个ENSO变率序列。可以看出,自AD1500到2000变率有上升趋势,16—17世纪ENSO相对平静。图4.56c和图4.56d为Villalba(2007)建立的AAO序列和Diaz等(1994)建立的ENSO序列。可见近500 a ENSO变率增加的趋势与AAO加强的趋势,和ENSO正位相增加趋势一致。类似El Niño状态时ENSO变率高,这同Mann等(2005)的结论一致。

表4.19 1500—2000年SOI和ENSO变率(SOISTD,ENSOSTD)和AAO与ENSO的相关系数(黄建斌等,2010)

	SOISTD	ENSOSTD	AAO	ENSO
SOISTD	1.00	0.55	0.61	0.29
ENSOSTD		1.00	0.30	−0.06
AAO			1.00	0.36
ENSO				1.00

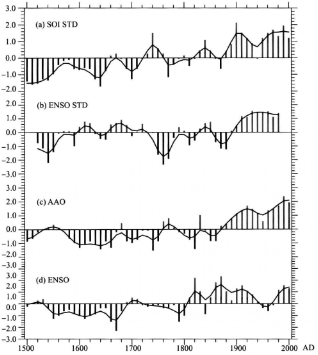


图4.56 公元1500—2000年SOI与ENSO变率(STD),AAO与ENSO 10 a平均值的变化(黄建斌等,2010)

4.6　小结

(1)近千年至少包括三个重要的时段，MWP(AD900—1300)、LIA(AD1300—1900)及20世纪暖期。分析这些时期气候变化的成因，对预测未来的气候变化有重要的意义。因此建立近千年全球及区域的温度序列是一项基本工作。在已建立的序列中仍然有不少分歧，这主要与资料站点的地理分布与代用资料的性质有关。大部分作者都同意MWP确实是一个暖期，LIA为一个冷期。不过这并不意味着MWP时全球每个地点都暖，LIA时都冷。MWP时暖或LIA时冷是一种气候趋势，或者说是一种占优势的气候特征。中国MWP暖、LIA时冷。但是也有很大的地区差异。

(2)近千年夏季风变化是低纬度降水变化的主要原因。全新世夏季风受地球轨道要素影响有减弱的趋势。但是近千年则有不同，一般认为MWP时夏季风较强，而LIA夏季风弱。LIA到20世纪夏季风又增强。不过，并不是整个MWP夏季风都强，LIA夏季风都弱，而有明显的百年到年代际的变率，有人认为这种变率与太阳活动有关。MWP时ITCZ偏北，LIA时ITCZ偏南。所以LIA时北半球ITCZ位置干旱，而南半球ITCZ位置气候湿润。

(3)中国有丰富的史料，对研究近千年中国气候变化有重要的意义。但是，利用史料研究气候变化的核心问题是如何把定性的史料定量化。《中国近五百年旱涝分布图集》的出版是这方面的一个里程碑。把旱涝定量化为级别，使气候变化研究前进了一大步。史料中有关温度变化的记录要比旱涝少得多。但是，人们还是利用不同的统计方法，把温度变化量化，同时应用各种代用资料，建立了2 ka，3 ka，乃至10 ka的温度变化曲线，对中国的大暖期、MWP、及LIA均有了比较深入的研究。

(4)中世纪气候异常(MCA)是对MWP的另一种命名，这种命名使得研究的范围扩展到旱、涝。气温与降水量变化的综合分析增进了人们对MWP及LIA气候特征的了解。研究表明，MWP时全球广大地区的气候均有强烈的反映，并且这时AMOC为暖位相，ENSO为类似La Niña状态。逐渐人们已经形成了对MWP及LIA气候的比较全面的认识。

(5)研究大气环流变化，能从动力学角度认识气候变化的形成机制。现在对近百年、近千年大气环流有了系统的认识，最主要的就是对北大西洋涛动、北太平洋涛动、南方涛动的研究。尽管四个涛动彼此间有相当的独立性，但是，AD1920—1940及1980—2000，各涛动正位相占优势，而AD1960—1980负位相为主要特征。这同全球气候变化的总趋势是有关系的，正位相发生于气候变暖时期，负位相发生于气候变冷时期。MWP时NAO为正位相，PDO为负位相，盛行La Niña状态。LIA时相反。

4.7　附录

附表4.1 近千年全球温度资料

No.	地理位置	纬度经度	资料	作者
1	Camp Century，格陵兰	77°N，61°W	冰芯	Robin，1983
2	Devon Island，加拿大	75°N，85°W	冰芯	Patterson *et al*. 1997
3	Crete，格陵兰	71°N，37°W	冰芯	Dansgaard *et al*. 1975
4	瑞典北部	66°N，18°E	树木年轮	Briffa *et al*. 1992
5	前苏联北部	65°N，70°E	树木年轮	Graybill and Shiyatov，1992
6	冰岛	64°N，21°W	史料	Bryson，1974
7	前苏联中部	58°N，84°E	史料	Klimanov，1992
8	前苏联西部	55°N，40°E	史料	Voronov，1990
9	Southern Rockies，加拿大	54°N，11°W	树木年轮	Luckman，1994
10	英格兰	52°N，2°W	史料	Lamb，1977
11	西欧	51°N，5°W	史料	Guiot *et al*. 1988

续表

No.	地理位置	纬度经度	资料	作者
12	中欧	47°N,9°W	冰川	Holhauser and Zumbuhl,1988
13	Michigan lake,美国	45°N,85°W	孢粉	Bernabo,1981
14	Almagre Mt. 美国.	40°N,104°W	树木年轮	Petersen,1994
15	Sierra Nevada,美国	39°N,120°W	树木年轮	Grumlich,1993
16	Dunde,中国	38°N,96°E	冰芯	Thompson,1992
17	White Mt. 美国	37°N,118°W	树木年轮	La Marche,1974
18	喜马拉雅山	36°N,76°E	冰川	Rothlisherger and Gegh,1985
19	日本	35°N,140°E	史料	Tagami,1994
20	中国东部	34°N,115°E	史料	Wang,1994
21	ENSO	5°S,105°W	史料,冰芯	Diaz and Pulwarty,1994
22	秘鲁	14°S,70°W	冰芯	Thompson *et al*. 1986
23	Walvis Bay,南非	22°S,14°E	有孔虫	Johnson,1988
24	Cang Cave,南非	33°S,22°E	氧同位素	Talma and Vogel,1991
25	新西兰	40°S,175°E	石笋	Wilson *et al*. 1979
26	Tasmania,澳大利亚	41°S,147°E	树木年轮	Cook *et al*. 1992
27	南美	42°S,78°W	树木年轮	Villalba,1994
28	Law 穹顶,南极	66°S,113°E	冰芯	Morgan,1985
29	穹顶C,南极	74°S,124°E	冰芯	Benoist *et al*. 1982
30	Siple Station,南极	90°S,180°	冰芯	Molslev-Thompson *et al*. 1990

附表 4.1 参考文献

Benoist J, Jouzel PJ, Lorius C, *et al*. Isotope climatic record over the last 2.5 ka from Dome C Antarctica, ice cores. *Ann. Glaciology*, 1982, **3**:17-22.

Bernabo J C. Quantitative estimates of temperature changes over the last 2700 years in Michigan based on pollen data. *Quat. Res.*, 1981, **15**:143-159.

Briffa K R, Jones P D, Bartholin T S, *et al*. Fennoscandian summers from ad 500, temperature changes on short and long time scales. *Clim Dyn*, 1992, **7**:111-119.

Bryson R A. A perspective on climatic change. *Science*, 1974, **184**:753-760.

Cook E R, Bird T, Peterson M, *et al*. Climatic change over the last Millennium in Tasmania reconstructed from tree-rings. *Holocene*, 1992, **2**:205-217.

Dansgaard W, Johnsen S J, Reeh N, *et al*. Climatic changes, Norsemen and modern man. *Nature*, 1975, **255**:24-28.

Diaz H F and Pulwarty R S. An analysis of the time scales of variability in centuries-long ENSO-sensitive records in the last 1000 years. *Climatic Change*, 1994, **26**:317-342.

Graumlich L J. A 1000-year record of temperature and precipitaion in Sierra Nevada. *Quat. Res.*, 1993, **39**:249-255.

Graybill D A and Shiyatov S G. *Dendroclimatic evidence from the northern Soviet Union. In Climate since A. D.* 1500, edited by R S Bradley and Jones P D, Poutledge, 1992, 393-414.

Guiot J, Tessier L, Serre-Bachet F, *et al*. Annual temperature changes reconstructed in W Europe and N W Africa back to A. D. 100. *Annal Geophys*. 1988, **85**, (Special Issue, XIII General Assembly of CGS, Bologne).

Holzhauser H and Zumbuhl H. Alpine glaciers in the Little Ice Age. *Die Alpine*, 1988, **64**(3):130-322(in German).

Johnson R F. A history of climate and marine productivity from sediments off the west coast of southern Africa, Final report National Programme for Weather, *Climate and Atmosphere Research*, FRD, Pretoria, 1988, 6pp.

Klimanov V A. Climatic change in Little Ice Age on the Plains of the USSR. In *Proceedings of the International Symposium on the Little Ice Age Climate*, T. Mikami(ed.)Tokyo Japan, 25—27 September 1991, Department of Geography Tokyo Metropolitan University, 1992, 58-64.

La Marche V C Jr. Paleoclimatic inferences from long tree-ring records. *Science*, 1974, **183**:1043-1048.

Lamb H H. *Climate, Present, Past and Future*. Methuen, London, 1997, pp. 835.

Luckman B H. Evidence for climatic conditions between ca. 900～1300 A. D. in the Southern Canadian Rockies. *Climatic Change*, 1994, **26**:171-182.

Morgan V I. An oxygen isotope-climatic record from the Law Dome, Antartica. *Climatic Change*, 1985, **7**:415-426.

Mosley-Thompson E, Thompson L G, Grootes P M, *et al*. Little Ice Age(Neoglacial)paleoenvironmental conditions at siple station, Antarctica. *Ann. Glaciology*, 1990, **14**:199-204

Patterson W S B, Koerner R M, Fisher D, *et al*. An oxygen-isotope climatic record from the Devon Island Ice Cap. Arctic Canada, *Nature*, 1977, **266**:508-511.

Petersen K L. A warm and wet Little Climatic Optimum and a cold and dry Little Ice Age in the Southern Rocky Mountains, U S. A. *Climatic Change*, 1994, **26**:243-269.

Robin G De Q. *The Climatic Record in Polar Ice Sheets*. Cambridge University Press, G. De Q Robin(ed.), 1983.

Rothlisberger F and Gegh M A. Glacier variations in Himalayas and Karakorum, Climate and palaeoclimate of lakes, rivers, and glaciers. *Zeit. Fur Gletsh und Glasiageol*, 1985, **21**:425-437.

Tagami Y. Report in PAGES Workshop, Reconstruction of Climatic Records in Monsoon Asia during Historical Times Methodology and Data Archives, November 18-20 1994, Beijing, China, 1994.

Talma A S and Vogel J C. Late Quaternary palaeotemperatures derived from a speleothem from Cango Caves, Cape Province, South Afrca. *Quat. Res.*, 1992, **37**:203-213.

Thompson L G, Mosley-Thompson E, Dansgaard W, *et al*. The Little Ice Age as recorded in the stratigraphy of the tropical Quelccaya Ice Cap. *Science*, 1986, **234**:361-364.

Thompson L G. Ice core evidence from Peru and China. In *Climate Since A. D.* 1500, edited by R. S. Bradley and P. D. Jones, Poitedge, 1992, 517-548.

Villalba R. Tree-ring and glacial evidence for the Medieval Warm Epoch and the Little Ice Age in southern South America. *Climatic Change*, 1994, **26**:183-197.

Voronov A V. Influence of climatic fluctuation on the change of annual river discharge in European Territory of former USSR based on palaeo-climatological and historical data. Thesis, M. IGAN, 1990, pp. 171. (in Russian).

Wang Shaowu. Cold periods during the last millennium. *Terrestrial Atmospheric and Oceanic Sciences*, 1994, **5**(3): 383-392.

Wilson A T, Hendy C H and Reynolds C P. Short term climatic change and New Zealand temperatures during the last millennium. *Nature*, 1979, **279**:315-317.

第 5 章　现代气候变暖①



① 本页图取自 Allison *et al*. 2009. The Copenhagen Diagnosis: Updating the World on the Latest Climate Science. UNSW. 近 10 a 来北极海冰加速融化，威胁到全球气候和环境。

一般把根据仪器观测资料来研究气候变化的这段时间称为现代，这里不能套用历史学或其他科学分支对“现代”的理解。从时间跨度上讲大体上指近百年或 20 世纪以来。但是，这也不是一个严格的限定，如温度表观测温度开始于 17 世纪初温度表发明之后。对全球平均温度变化的最早估计可以向前追溯到 1840s(Le Treut, *et al*. 2007)。但是，系统性的大范围观测开始于 19 世纪末。所以，人们经常也把这一段时间称为近百年或 20 世纪以来。

研究现代气候，一个核心问题就是全球气候变暖，公认的看法是，变暖主要是人类活动，如砍伐森林、燃烧煤、石油、天然气等化石燃料，使大气中 CO_2 浓度增加，温室效应加剧的结果。所以，人们经常把现代与工业化之前做比较，严格地讲，应该把 18 世纪中叶视为工业化开始的时间。但是，大量温度表的观测主要开始于 19 世纪中叶。所以，在与工业化之前比较时，往往与 1850 年前后的比较。从这个意义上讲，现代气候有时也指 1850 年以来的气候。

气候变暖的中心是温度上升，但是其影响也绝不仅限于温度变化，在气候变暖的情景下，海平面上升、海冰减少、积雪及冻土融化。植被改变、农作物也受影响。所以，现代对全球变暖的认识是全球气候系统的改变，而不只限于大气，更不只限于近地面大气温度上升。因此本章不仅分析温度变化，也分析降水量、冰雪圈、乃至大气环流的变化。

尽管无论科学界还是社会公众、包括媒体，大多数都承认温室效应加剧是气候变暖的主要原因。但是，近年来国际上还是出现了不同的声音，以 Singer 为代表的一批科学家组织了 NIPCC(非政府间国际气候变化专门委员会)(Singer，2008)向 IPCC(政府间气候变化专门委员会)的观点提出了挑战。应该认为这是一件好事，对科学问题的质疑促进了气候变化科学的进步。虽然，人类活动对气候变暖的影响可能是主流。但是，可能也不应该忽略自然因素的影响。不仅大约以 100 ka 为周期的冰期—间冰期旋回可能造成振幅在 10 K 的气候变化。近千年中的 MWP 及 LIA 也可能造成振幅约 1 K 的气候变化，尽管比冰期—间冰期旋回小了一个数量级，但是其对社会与人类生存的影响也是不可忽视的。因此，必须注意自然因素对气候的影响，如太阳活动、火山活动、大洋环流等的影响。其中最突出的就是太阳活动，未来出现太阳活动极小期的可能性，尤其值得注意。

5.1　全球气候变暖

5.1.1　研究历史

从 19 世纪后期开始，建立全球平均温度序列就成为科学家的梦想。确实也只有建立了有充分代表性的全球温度序列，才能证明气候是不是变暖了。显然这样一项研究的实现完全依赖于仪器观测，特别是观测的覆盖面。从这个角度讲对全球平均温度序列的研究可以分为两个时期，1960s 末是一个分界线。第一个时期的研究有两个特点；首先各位作者都是收集尽可能多的长温度序列，但是数量大约只有 100～200 个站，然后按纬度带平均，最后得到全球或北半球的平均；其次，当时还不可能得到，也没有建立平均值(normal)的概念。所以，一般是取一段时间平均如与 1880—1884 年 5 a 平均比较，来研究气候变化。第二个时期已经有人开始用气象站观测的温度距平插值到网格点。这时应用资料的站数增加了 10 倍以上。使用对 30 a 平均的距平，建立格点温度序列是两个大的进步。第二个时期还可以详细划分为三个阶段；第一个阶段以陆地格点温度为主，第二个阶段加入了海洋的格点资料。第三个阶段引入了卫星观测。

Köppen(1881)是世界上最早建立全球平均温度序列的科学家。图 5.1 给出不同作者建立的 9 条平均温度序列，其中就包括 Köppen 的序列。由于这个序列发表于 1881 年，所以序列仅到 1875 年。Köppen 的序列采用了 100 个以上的站点观测。其后年 Callendar(1938)也建立了自己的序列。不过他研究温度变化的目的与 Köppen 不同。Köppen 是为了研究太阳黑子与温度变化的关系，而 Callendar 则直接是研究 CO_2 的影响。他应用了 147 个站的记录。这时斯密森研究所，受世界气象组织(WMO)的前身国际气象组织(IMO)的委托开始编撰世界天气记录(World Weather Records，WWR)，1927 年出版了

第 1 卷，包括 1920 年前的记录。Callendar 主要应用了这份资料。随后每 10 a 一卷的 WWR 相继出版。1960s Wolbach 将这些资料数字化。后来 WMO 又出版了月世界气候资料（Monthly Climatic Data for the World），逐渐形成了世界范围的温度资料库（Le Treut，*et al*. 2007）。Willett（1950）在这个基础上用 129 个站建立了温度序列，并把序列向前延伸到 1845 年，不过这个序列只到 1940 年。为了避免加大站点密度过大地区的权重，他在每 10°经度×10°纬度范围内只取 1 个序列最长的站。计算 5 a 平均温度并与 1935—1939 年平均比较做出距平，再用各站的距平求全球平均。Callender（1961）又改进了自己的序列，应用站数扩大到 600 个。与此同时，Mitchell（1961）也发表了自己的序列，他是 Willett 的研究生，因此他的工作在一定程度上是 Willett 研究的延续。后来 Landsberg 和 Mitchell（1961）比较了 Callendar 与 Mitchell 的序列，发现除了南半球之外，整体上还是非常相似的。图 5.1 给出他们的曲线，前 5 条曲线均属于第一个时期的研究。本来是对不同时期的平均求距平的，例如 Willett（1950）是对 1935—1939 年平均求距平，Mittchell（1961）是对 1880—1884 年平均求距平，在 IPCCAR4 报告中均订正到对 1961—1990 年平均的距平。在早期的 5 条曲线中只有 Willett（1950）的曲线在 1880 年之前显著低于其他曲线，这可能是资料不足的影响。

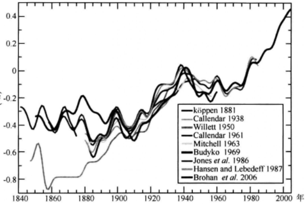


图 5.1　不同作者（见图中说明）先后建立的全球平均温度序列，所有的序列均作了 13 点平滑，距平为对 1961—1990 年平均（Le Treut，*et al*. 2007）

图 5.1 同时列出第二个时期第一个阶段的三条曲线，这就是原苏联 Budyko（1969），英国 Jones 等（1986a；1986b）及美国 Hansen 和 Lebedeff（1987）的研究结果。原苏联的研究开始于 1960s（Budyko，1969），完成于 1970s（Robock，1982；Vinnikov，*et al*. 1990）应该说这是世界上最早的格点温度序列，不过仅限于北半球。其分析方法也同英、美不同，是先用手工绘制逐月北半球温度距平图。然后人工读出 5°纬度×10°经度格点温度距平，再对 20°—85°N 求平均。这个序列的一个优点是可以容许在不同时期有不同的资料。例如，在 1881 年用 246 个站，1913 年 753 个站，1940 年 976 个站，1960 年达到 2000 个站以上。但是，不同的站用于求距平的平均值是不同时期的，这就削弱了不同站距平之间的可比性。1980s 英国也开始建立全球陆地格点温度序列（Jones，*et al*. 1986a；1986b），做法是对每 5°纬度×10°经度格点，使用六个与之相距在 300 海里 * 之内的测站内插。如果在这个范围内没有测站，则舍去这个网格。如果在 30 海里之内恰好有 1 个测站则应用这个测站。这个序列的问题是资料覆盖面有变化。19 世纪中、后期只有全球格点的 15%～20%有记录。Hasen 和 Lebedeff（1987）把全球分为面积大小相同的 80 个区，每个区又分为 100 个小区。先用一种较为复杂的程序建立小区的温度序列，然后再合为大区，计算北半球及全球平均。这一阶段上述 3 个序列应用的测站数如表 5.1，可见这时应用的测站数比 1960s 的工作增加了几倍到十倍。

* 1 海里＝1.852 km。

表 5.1 1980s 全球温度序列应用资料的测站数

作者	北半球	南半球	全球
Vinnikov, *et al*. (1990)	301	265	566
Jones, *et al*. (1986a; 1986b)	2666	610	3276
Hansen and Lebedeff(1987)	1902	738	2640

5.1.2 现代全球温度序列

海洋占到地球表面积的 71%左右，缺少海洋观测，显然不能说对全球有代表性，所以，第二个阶段的特点就是在序列中引入海洋资料。实际上商船在海上航行是有温度观测的。最初人们试图应用甲板上观测的气温，继而发现这样的观测受甲板上的阳光照射影响太大，以后人们试验用夜间甲板上观测的气温，最后证明还是海温有较好的代表性（Parker, *et al*. 1994；Rayner, *et al*. 2003）。所以现在的全球温度序列都是把陆面气温观测与海面温度（SST）观测结合得到全球平均温度，因此有时也称地球表面温度（earth surface temperature），而不称为气温，因为海上的温度不是气温。下面分别概述 3 个序列的建立。

（1）HadCRUT3 序列

这个序列名称中的 CRU 指英国东英吉利大学气候研究部（CRU）所整理的全球陆地气温记录（Jones and Moberg, 2003），新的序列应用 5159 个测站，其中 4167 个站有 1961—1990 年的记录，可以作气候平均。用这些资料计算 5°×5°（经度×纬度）格点平均，剔除距平 $>5\sigma$ 的数据。缺测的数据用气候距平法（climate anomaly method, CAM）内插，此外尚有参考站法（reference station method, RSM），及年际差法（first difference method, FDM）亦可以作内插。比较表明用这三种方法内插的差别不大，不过 CAM 法需要多年平均，而后两种方法不需要，只要有 10 a 记录即可。新序列显示南半球的变暖比过去的序列更明显。这个陆地序列与哈得莱中心（Hadley Centre）的 SST 结合形成 HadCRUT2。后来 CRU 的资料又有所改进，并讨论了误差范围，再与改进的哈得莱中心的 SST 序列合并形成目前 IPCC 引用的 HadCRUT3（Rayner, *et al*. 2006；Brohan, 2006）。经过资料的质量控制检验，陆面资料用 4349 个站。且不再限于固定 5°×5°（经度×纬度）格点，现在可以用于任何空间分辨率，这样更便于与模式结果比较。

（2）NCDC 序列

NCDC 指美国气候资料中心（National Climatic Data Center）。这是一个覆盖面完整的序列（Smith and Reynolds, 2005），其 SST 的处理很有代表性（Smith and Reymolds, 2003；2004），SST 的整合不仅考虑了观测手段的变化。首先，对 1941 年之前的海温去掉约 0.3℃的负偏差，因为那时多用水桶打水到甲板上测量温度，而第二次世界大战之后则改用供机器冷却用的水管吸上来的海水测量温度，这就避免了从海面提水过程中蒸发造成的降温，同时水管中的水在水面下几米，因此造成负偏差。此外最主要的问题是 SST 观测资料覆盖面的不完备，然而，从 1981 年 11 月开始有了卫星观测的 SST，因此应用 1982—2000 年卫星观测对 SST 序列作了插补。具体做法是把温度序列分为高频与低频两部分，分别插补，低频部分用 10°经纬度格点，15 a 滤波，高频部分用去掉低频后的高频距平，用 100 个 EOT（EOT 即经验正交遥相关）（van den Dool, *et al*. 2000），在5000 km之外距平衰减，到 8000 km 衰减为 0。EOT 是用卫星观测 SST 计算的，有完整覆盖面。低频及高频两部分分别内插后再合起来，就得到完整的 SST 序列。陆面温度资料来自 GHCN（全球历史气候资料网）（Peterson and Vose, 1997），用 1961—1990 年为基准期，把月距平做 5°空间平均。由于 SST 是 2°格点，因此把 SST 也改为 5°格点。缺测用最优插值法内插（Reynolds and Smith, 1994），以后还可以考虑用卫星观测改进陆面温度资料。

（3）GISS 序列

GISS 即戈达德空间研究所（Goddard Institute for Space Studies），属于美国宇航局（NASA）。最近 Hansen 等（2010）不仅把 GISS 序列延伸到 2009 年、对序列的建立与延伸作了全面的回顾，并且与 HadCRUT3 及 NCDC 两个序列进行了比较。新的 GISS 序列陆面气温仍用 GHCN 资料（Peterson and Vose, 1997），GHCN 包括大约 7000 个测站，选用了其中 6300 个测站。剔除距平高于 2.5σ 的记录，用距

格点 1200 km 之内的测站内插，权重与距格点距离成反比，在格点上为 1，1200 km 处为 0。新序列的一个改变是，过去用纬圈平均求半球或全球平均时用纬圈内有记录的面积为权重，现在则用整个纬圈面积为权重。另一项改进为城市化订正，这里取卫星观测的夜光为标准，低于 32μW/(m² · sr · μm)为农村，高于此值为城市。1900—2009 年未订正情况下美国平均增温 0.70℃，订正后为 0.64℃。对全球平均温度订正约 0.01℃，与全球变暖相比微不足道。GISS 的 SST 也用哈得莱中心的资料(Rayner，*et al*. 2003)，1982 年之后用经过船舶及浮标站校正的卫星资料(Reynolds *et al*. 2002)，通常写作 HadISST +OISST。

图 5.2 给出 1880—2009 年 3 个全球平均温度序列：HadCRUT3，NCDC 及 GISS。表 5.2 给出每 10 a平均温度距平(对 1961—1990 年平均)。从图 5.2 和表 5.2 可见，三个序列彼此十分接近。在前 40 a 10 a 平均温度距平可差 0.1℃左右，20 世纪中降到 0.05℃左右，近 50 a 在 0.05℃以下。近百年(1910—2009 年)变暖趋势在 0.70℃/(100 a)～0.75℃/(100 a)之间。

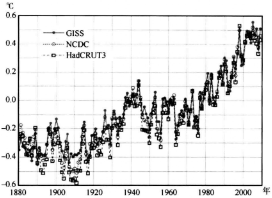


图 5.2　1880—2009 年全球平均温度距平序列(Hansen，*et al*. 2010)

表 5.2　1880—2009 年全球每 10 a 平均温度距平(℃)(对 1961—1990 年平均)及 1910—2009 年变化趋势(℃/(100 a))(唐国利等，2011)

年代	HadCRUT3	NCDC	GISS
1880s	−0.30	−0.26	−0.34
1890s	−0.39	−0.33	−0.32
1900s	−0.44	−0.38	−0.33
1910s	−0.43	−0.37	−0.34
1920s	−0.30	−0.25	−0.24
1930s	−0.13	−0.10	−0.11
1940s	−0.07	−0.02	−0.03
1950s	−0.16	−0.12	−0.09
1960s	−0.12	−0.07	−0.08
1970s	−0.09	−0.06	−0.07
1980s	0.08	0.10	0.11
1990s	0.24	0.27	0.25
2000s	0.41	0.44	0.45
趋势	0.75	0.72	0.70

5.1.3 气候变暖的观测事实

温室效应理论认为人类活动造成的气候变暖应该是全球性的、四季都存在的、每天最高温度与最低温度均上升的一种几乎无所不在的普遍性变暖。但是，从理论上讲高纬、特别冬季温度上升更多。从每一天来讲最低温度上升应该超过最高温度。这些推测基本上得到了观测资料的证明。图 5.3 与图 5.4 给出 Hansan 等(2010)最近放在网页上到 2009 年的全球温度资料。图 5.3 为 1970s 到 2000s 每 10 a 平均温度距平。图右上角的数字为平均温度距平(℃)，可见近 40 a 变暖十分明显。2000s 除东南极沿岸为负距平外，只有大洋上有小范围为负距平，陆上普遍变暖，北半球高纬、包括北极地区尤甚。1990s 也是一个暖的 10 a，但是温暖程度低于 2000s。图 5.4 为近 60 a 四季温度变化趋势，全球平均数值给在右上角。各季平均变暖在 0.60℃到 0.65℃之间，应该说季节分布比较均匀。而且北半球冬季(12 月—2 月)欧亚大陆北部及北美大陆北部增温最明显。南半球冬季(6—8 月)南极沿岸变暖最强。

IPCCAR4 报告应用的是 HadCRUT3 的序列，历次报告均用这个序列来判断变暖趋势(表 5.3)。根据 IPCC 报告，气候变暖日益加剧(赵宗慈等，2007)。这就是当前全球气候变暖的基本形势。如果不是用 150 a，100 a，而是用 50 a，25 a 计算变暖趋势，则变暖加剧更为明显(图 5.5)

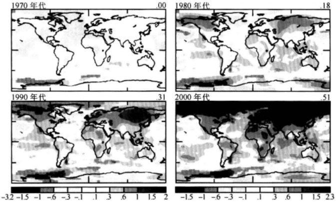


图 5.3　1970s 到 2000s 每 10 a 平均温度距平(对 1951—1980)(Hansen，*et al*. 2010)

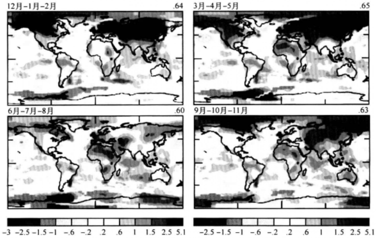


图 5.4　1950—2009 年四季温度变化趋势(℃)(Hansen，*et al*. 2010)

表 5.3　IPCC 报告提供的全球变暖趋势(赵宗慈等,2007)

IPCC 报告	变暖速率(℃/100a)	变化范围(℃/(100 a))	资料时段
第一次(1990 年)	0.45	0.3～0.6	1861—1989 年
第二次(1995 年)	0.45	0.3～0.6	1861—1994 年
第三次(2001 年)	0.60	0.4～0.8	1901—2000 年
第四次(2007 年)	0.74	0.56～0.92	1906—2005 年

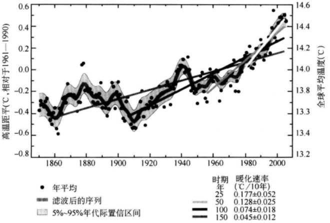


图 5.5　全球平均温度变化趋势分析(Solomon *et al*. 2007)

5.1.4　归因分析与预估

大气中的温室气体增加能够加剧温室效应使地球变暖,这就是现代气候变暖归因研究的核心。早在19 世纪末,科学家们已经对此有了清楚的认识。IPCCAR4(Le Treut, *et al*. 2007)对此有详细的论述;1824 年 Fourier 认为,由于大气的干预,地球温度可能增加,因为光线通过空气时可以很少受到阻碍而穿过,但是当其转换为不发光的热时则不易穿过空气。1836 Pouillit 更明确地说:大气层吸收地球的辐射高于太阳辐射。但是,当时还不明白大气中的什么成分主导了这个吸收。1859 年 Tyndall 通过实验证明大气中水汽和 CO_2 含量的变化可能改变气候。1895 年 Arrhenius 预言大气中的 CO_2 如果增加或减少40%可以激发冰川的后退或前进。百年以后证明,冰期—间冰期之间 CO_2 确实有这样的变化,但是温度变化超前 CO_2 变化,不过温度变化又因 CO_2 变化而得到加强。1938 年 Callendar 解了温室气体及温度变化的方程式,发现大气中 CO_2 浓度加倍,全球平均温度可能上升 2℃,并且极区上升更高,同时指出消耗化石燃料使 CO_2 浓度升高、温室效应加剧。由于人类正以前所未有的速率改变大气成分,因此要寻求可能影响这个改变的途径。1956 年 Plass 指出,如果 20 世纪末的观测表明大气中 CO_2 浓度显著上升,则可以肯定 CO_2 是一个引起气候变化的重要因素。1970s 除了 H_2O 及 CO_2 之外,人们发现 CH_4、N_2O、CFCs 也是温室气体。而且观测资料证明了这些温室气体的增长。这在历届 IPCC 报告中均有阐述。这就是温室效应理论形成的轮廓。

现代科学的发展又增加了模式模拟,为预估温室效应加剧对气候的影响提供了有力的工具。图 5.6 给出 1990—2005 年模拟及观测的全球平均温度的变化。三种颜色代表三次评估报告给出的温度变化范围及平均值。可见 FAR 的值偏高,SAR 显著降低了预估,TAR 又稍有提高。但是无论如何,实际温度变化大约正好在这些预估值的中间,与 TAR 的结果尤为接近。预估的成功证明温室效应加剧理论的正确。按照不同排放方案对 21 世纪温度变化的预估表明,相对于 2000 年可升温 1.4～4.0℃(图 5.7),除非温室气体与气溶胶的排放保持在 2000 年的水平(图中橙色曲线)。

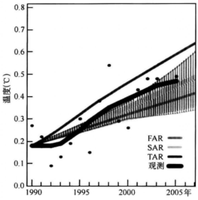


图 5.6　模式预估的全球平均温度变化

右下角标出 1～3 次 IPCC 评估报告模拟及观测结果，FAR 第一次评估报告(1990)，SAR 第二次评估报告(1995)，TAR 第三次评估报告(2001)(Solomon, *et al*. 2007)

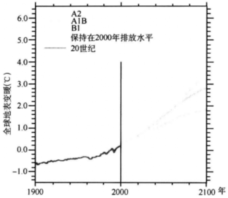


图 5.7　2000—2100 年全球平均温度变化的预估

A2，A1B，B1 为不同排放方案。橙色曲线表示排放保持 2000 年水平，黑色曲线为温度观测，灰色范围表示>66%的概率(Solomon *et al*. 2007)

虽然如图 5.6 所示，对 1990 年以来的温度变化模拟的相当成功，但是这是 20 世纪以来全球变暖最激烈的一段时期。图 5.8 给出对整个 20 世纪的模拟，无疑我们可以从模拟与观测的对比中得到一些重要的启示。图 5.8a 是海气耦合模式在考虑了人类活动影响及自然因素两个方面影响的模拟结果。所有曲线的距平值都是对 1901—1950 年平均求得的。这是 14 个模式 58 个模拟平均的结果，既有所有模式平均(红色曲线)，也包括单个模拟的曲线(黄色)。图 5.8b 是仅仅考虑自然因素影响的模拟结果，同样紫色曲线为 5 个模式 19 个模拟的平均值，个别模拟用蓝色曲线表示。显然，如果只考虑自然因素，不可能模拟出 20 世纪后半叶气温的上升。但是，从另一个角度讲，考虑了自然因素，也模拟出温度变化的某些特征。如图 5.8 中灰竖线所给出的 4 个强火山爆发毫无例外的对应着温度的下降。这就是说如果能同时考虑人类活动影响以及自然因素，则可更为精确地模拟全球平均温度变化。当然，这里突出了火山爆发的影响。一些统计方法的模拟表明，太阳活动、ENSO 也是可以考虑的因子(Lean and Rind，2008；2009)。即使这样，从图 5.8a 还可以看出，许多年代际和年际变化未能模拟出来，20 世纪后半叶最突出的就是 1998 年。根据 HadCRUT3 序列，这是有观测以来最暖的一年，但是 IPCC 的模式未能模拟出来，而考虑了 ENSO 因子的统计模式就可以相当好地模拟出这个峰值(Lean and Rind，2008)。这说明目前应用的气候模式仍然有缺陷的，有进一步的改进的余地。另一个例子是 1940s 的峰值，这是图 5.8a 模拟最差的一段时期。现在有的作者把 1940s 的温暖归之于 THC 的变化、特别是北大西洋 AMO 的变化

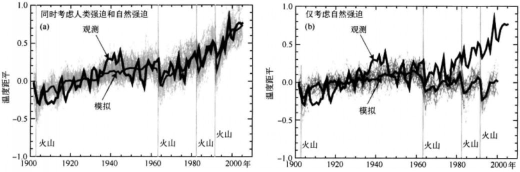


图 5.8　20 世纪全球平均温度变化(黑色)及(a)同时考虑人类活动及自然因素模拟结果(红色平均值，黄色个别模拟)，(b)仅考虑自然因素模拟结果(紫色平均值，蓝色个别模拟)(Hegerl *et al*. 2007)

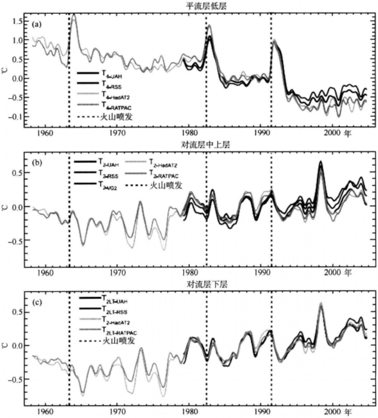
(Knight J R, *et al*. 2005; Zhang R, *et al*. 2007)。这里就又提出来一个新的因素，即大洋环流的影响。因此，为了更好地认识全球平均温度变化，除了人类活动影响(包括温室气体和气溶胶)之外，至少还要考虑太阳活动、火山活动、ENSO 及大洋环流这几个因素。当然，如何考虑一个因素的影响，也有多种途径，太阳活动就是一个例子。

5.2 气候系统变化

从本章开始，我们就曾指出对全球气候变暖的认识不应局限于地球表面温度。气候变暖是整个气候系统的变化，这就包括整个大气圈、水圈、冰冻圈、陆面及生物圈的变化。全面了解气候系统的变暖不仅可以认识变暖的范围、程度及其影响，也有助于进一步认识气候变暖的成因。本节将对大气、冰冻圈及水圈的相应变化进行评估。

5.2.1 自由大气温度

研究地面边界层以上的自由大气的温度有助于认识气候变暖的形成机制。不过虽然从 1940s 到 2000s 已经有了约 70 a 的探空资料但是资料的不确定性很大(Karl *et al*. 2006)。对 5 个无线电探测序列的比较表明，高频事件如 ENSO、QBO(准两年振荡)、及火山爆发的反映是比较一致的，但是低频变化的信号则有较大差异(Seidel and Lanzante, 2004)。现在有两个经过订正的序列，一个哈得莱中心的称为 $HadAT_2$，另一个气候分析的无线电探空大气温度产品(RATPAC)，由于只是从 1958 年才开始有接近于全球的覆盖面，所以 IPCCAR4 给出的自由大气温度序列开始于 1958 年(图 5.9)(Trenberth *et al*. 2007)。



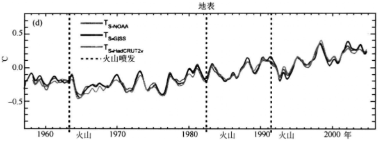


图 5.9　1958—2005 年全球平均自由大气及地面温度

(a)平流层底层；(b)对流层中—上层；(c)对流层底层；(d)地面，距平为对 1979—1997 年平均，蓝色竖虚线为强火山爆发(Trenberth *et al*. 2007)

从 1978 年开始有了卫星微波探测装置(Satellite Microwave Sounding Unit，MSU)。微波辐射与氧分子辐射的热状况成正比，测量不同频率的微波辐射，即可得到不同大气层温度信息。测量对流层底层的通道得到温度的资料称为 T2，测量平流层低层的通道得到的温度资料称为 T4。图 5.9 中给出的 MSU 有两个；一个是亚拉巴马大学(University of Alabama in Huntsville，UAH)(Christy *et al*. 2003)，一个是遥感系统(Remote Sening Systems，RSS)(Mears and Wentz，2005)。此外还有一个序列，只有通道 2(VG2)(Vinnikor and Grody，2003)。

可以看出通过校正后，无线电探空与卫星遥感的观测还是比较一致的。1979—2004 年平流层温度下降，冷却率在−0.32℃/(10 a)到−0.47℃/(10 a)之间。对流层变暖率在 0.04℃/(10 a)到 0.20/(10 a)之间。这正是 20 世纪以来全球变暖激烈的时期。对流层温度上升，平流层温度下降，这是与温室效应加剧对气候影响的理论一致。三次强火山爆发，平流层温度上升，而对流层温度下降也同理论研究一致。

此外，对流层顶高度的变化是气候变化的一个良好指标，对流层顶的高度同时受对流层与平流层热量平衡影响。平流层变暖，对流层顶下降。平流层变冷、对流层变暖，对流层顶上升。人类活动造成对流层变暖、平流层变冷，因此对流层顶的高度应该升高。图 5.10 给出模式模拟及观测的对流层顶高度。观测是指哈得莱中心 40 a 再分析资料的结果。与对温度的模拟结果相同，当只考虑自然因素时模拟不出 1980 年之前对流层顶的升高。但是，同时考虑人类活动影响及自然因素则可以较好地模拟出这个趋势。此外，4 次强火山爆发造成的对流层顶的下降是十分明显的。

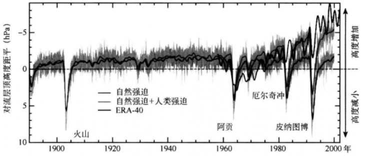


图 5.10　模式模拟及观测的对流层高度，ERA—40 为哈得莱中心的 40 a 再分析资料结果(Santer *et al*. 2003；2004)

5.2.2　大气中的水

大气中的水汽和云是存在于大气中的水，降水量是降落到地面的水。这里主要分析这 3 个因素的变化。

水汽　水汽是一个重要的气候要素，在气候系统中至少有三个重要的作用：(1)热量传输；(2)改变大气结构；(3)是一个重要的温室气体。特别最后一点十分值得注意，水汽在自然温室效应中占 60%，在气候变化中有重要的正反馈作用。就是因为在温室效应的模拟与预估中，对水汽的变化研究不够，因此经常受到指责。所以弄清楚大气中的水汽变化也是一个重要的任务。水汽压、露点温度、相对湿度均可以反映出大气中水汽含量的多寡。1950s 之前记录最多的是露点温度，但是缺少系统的分析。无线电探空关于水汽的观测可以追溯到 1940s 中期，不过早期的记录有很大偏差，对流层上层尤为严重，所以人们经常分析 500hPa 以下的水汽。只有卫星遥感能提供覆盖面完整的水汽资料。现在较为可靠的卫星观测(SSM/I)开始于 1987 年中(Wentz and Schabel，2000)。图 5.11 给出 1988—2004 年整个空气柱水汽的变化趋势(%)及全球平均值(Trenberth *et al*. 2007)。可见水汽增加的趋势是明显的，增长率达到 1.2%/10 a。不过也可以看出来水汽含量在 El Niño 年较高，如 1997—1998 年。其他的水汽序列证明 1982—1983 年，1986—1987 水汽含量也较高。从变化趋势来看 20 世纪可能增加 5%，1970 年之后增加 4%，实际上 1970 年之前变化不大(Trenberth *et al*. 2005)。

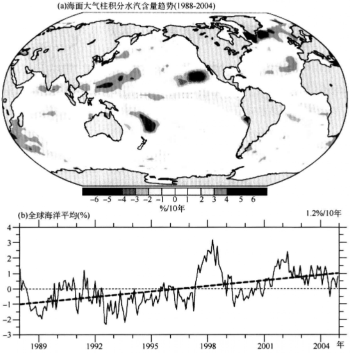


图 5.11　1988—2004 年全球大气柱中水汽含量变化趋势

海面上大气柱积分水汽含量(a)；全球海洋平均值序列(b)(Trenberth *et al*. 2007)

云　云在调节辐射传输中有重要作用，是气候系统中水循环的重要环节。云盖对温室效应加剧的反应是当前模式预估中最大不确定性。云的地面观测有很长的记录。大量的观测表明 20 世界中叶之后许多大陆的云量有增加的趋势，如美国、前苏联、西欧、加拿大中纬度及澳大利亚。1950 年之后云的增加与降水量的增加趋势一致。但是也有的地区云量减少，如中国、意大利、中欧。图 5.12 给出 1976—2003 年全球及北、南两个半球云盖(%)与降水量(mm/a)变化曲线。这里只用陆地观测，但不包括美国及加拿大，因为这两个地区 1990s 初之后观测员的观测逐渐被云幂仪观测代替，而仪器观测不可靠(Dai *et al*. 2006)。从图 5.12 中所附相关系数可见，南半球相关最高达到 0.82，全球平均也达到 0.50，由此可知云盖与降水量有很好的正相关。卫星观测可提供覆盖全球的云盖资料，最完整的是国际卫星云气候计划(ISCCP)序列，开始于 1983 年。这个序列显示 1983—1987 年云盖增加 2%，但 1987—2001 年又下降 4%

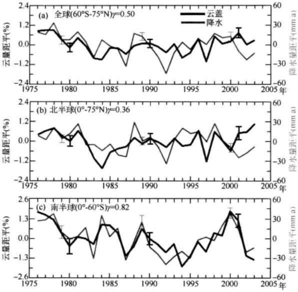


图 5.12　1976—2003 年全球陆地(a)、北半球(b)、及南半球(c)云盖距平(%)及降水量距平(mm/a)，γ 为相关系数(Trenberth *et al*. 2007)

(Rossow and Dueñas，2004)。Norris(2005)发现 ISCCP 及船舶天气记录一致表明，1980s 到 1990s 中低纬海洋上的中—高云减少。但是 ISCCP 序列的云的变率有一部分可能受卫星观测角度影响。其他云的卫星观测所得到的云的年代际变化彼此并不一致，如高分辨率红外辐射探测(HIRS)结果 1985—2001 年云盖略有增加(Wylie *et al*. 2005)。但是这个序列也有虚假变率。HIRS 与 AVHRR(改进其高分辨率辐射仪)一样，一个不确定性来自穿过赤道时间(ECT)的漂移。经过订正之后 AVHRR 表明 1981—2000 年云盖无趋势性变化(Jacobowitz *et al*. 2003)。地面观测的高层云与 ISCCP 的结果一致，但总云量则无此变化(Norris，2005)。这些分歧的原因至今不明，所以不能对云盖年代际变化得到明确的结论。图 5.13 给出几个卫星观测云的序列，由此也可以看出不同序列之间的差异。另外，尽管各序列不一致，但是过去将近 40 a 云量变化可能不会超过 5%。

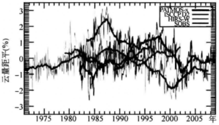


图 5.13　1971—2008 年全球云量的卫星观测(Foster *et al*. 2009)

降水量　降水量观测虽然也有百年以上的记录，但是，目前经过整编能达到 20 世纪初的只有全球历史气候网(GHCN)及英国东英吉利大学气候研究部(CRU)两个序列(表 5.4)。Chen 等(2002)把 GHCN 资料与美国国家海洋大气管理局(NOAA)气候预测中心气候异常监测系统(CAMS)的天气记录和全球降水气候计划(GPCP)资料混合得到陆地降水重建序列(PREC/L)。另外，GPCP 有两个序列，一个只用准连续的序列，以保证长期的均匀性，称为 GPCC VAS ClimO(Beck *et al*. 2005)，一个用所有的资料，保证空间覆盖面的完整，称为 GPCCv. 3(Rudolf *et al*. 1994)。再加上 GPCP 序列(Adler *et al*. 2003)共计 6 个序列。除了 GHCN 及 CRU 两个序列之外，其余的序列基本上只有 20 世纪后半叶。

图 5.14 给出 GHCN 的年降水量距平，对 1981—2000 年平均。其余各序列均只有低频变化。显然各序列的年代际变化趋势还是比较一致的，例如 1955 年前后及 1975 年前后的峰值、1965 年前后与 1990 年前后的谷值在各序列上均有反映，不过绝对值却差得很大，例如两次峰值在 GHCN 曲线上达到 +30 mm以上，而 GPCC VASClimO 曲线上则在 +10 mm 到 +20 mm 之间，又如 1965 年前后的谷值，

GHCN 仍有＋10 mm，而 GPCC VASClimO 则是负值。

表 5.4　全球陆地降水量序列(Trenberth *et al*. 2007)

序列	时期	来源
GHCN	1900—2005	Vose *et al*. 1992
PREC/L	1948—2002	Chen *et al*. 2002
GPCP	1979—2002	Adler *et al*. 2003
GPCC VASClimo	1951—2000	Beck *et al*. 2005
CRU	1901—2002	Mitchell and Jones, 2005
GPCC v. 3	1951—2002	Rudolf *et al*. 1994

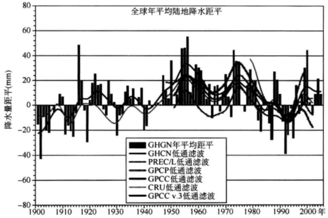


图 5.14　1900—2005 年全球陆地平均降水量距平

序列见图中说明，柱形图为年距平，曲线为低频变化(Trenberth *et al*. 2007)

从图 5.14 来看，20 世纪前半叶降水量较少，后半叶降水量增加，不过年代际变化强烈，因此，用100 a 资料计算线性趋势只有大约 1 mm/(10 a)，比年代际变化几乎要小一个数量级。但是，近十余年降水量有增加的趋势。这同大气中水汽的增加及北半球或全球云量的增加一致。

图 5.15 给出纬圈平均降水量距平(%)，对 1961—1990 年平均。可见大约 1970 年为一分界线，在此之前北半球热带到副热带(10°—40°N)降水为正距平，南半球低纬及北半球中高纬为负距平，北半球高纬尤甚。1970 年之后，北半球热带降水量减少，两个半球副热带及北半球高纬降水量增加。

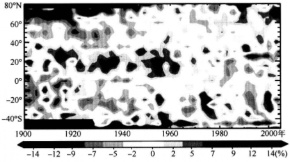


图 5.15　1900—2005 年纬圈平均降水量距平%(对 1961—1990 年平均)(Trenberth *et al*. 2007)

5.2.3　冰冻圈

冰冻圈对全球变暖反应最敏感。卫星观测表明，1980 年以来北半球海冰面积减少、冻土范围缩小、雪盖面积下降。1978 年以来北极年平均海冰面积减少(2.7±0.6)%/(10 a)，夏季减少(7.4±2.4)%/

(10 a)。但是南极海冰似乎有一点增长的趋势，不过数值不大。北极中部海冰厚度从 1958—1977 年到 1990s 变薄了 40%。图 5.16 给出相应的曲线，可以明显地看出这个变化趋势。北极地面气温上升，冰雪圈缩减，变化趋势是一致的。南极地面气温略有上升，但海冰范围却稍有扩大。其原因还不清楚。

北半球海冰有若干时间较长的记录(Rayner *et al*. 2003)20 世纪以来大部分时间处于减少的趋势中。不过也有若干年代际变化，例如 1920 年稍前、1950 年前及 1970 年前的峰值，在几个序列中均有反映(图

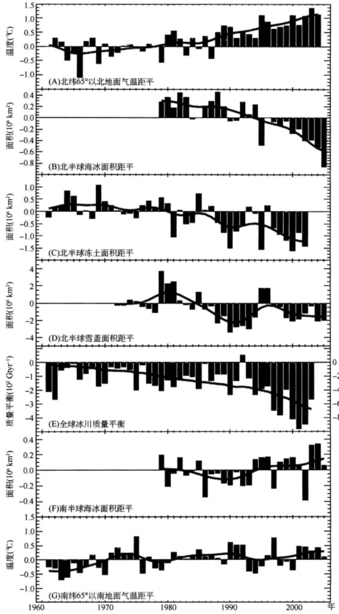


图 5.16　北极及南极海冰与温度距平

(a)北极地面气温；(b)北半球海冰范围；(c)北半球地面冻结范围；(d)北半球雪盖面积；(e)全球冰川物质平衡；(f)南半球海冰范围；(g)南极地面气温(Lemk *et al*. 2007)

5.17)。可惜南半球缺少海冰的长序列。Parkinson(1990)研究了 18 世纪末及 19 世纪初四次考察船所看到的冰边界，认为那时夏季海冰比现代卫星观测的要多。捕鲸船记录表明自 1950s 中到 1970s 中，南极海冰面积减少了 25%(de la Mare,1997)。

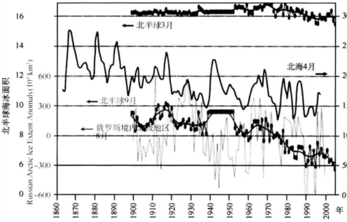


图 5.17 北半球海冰序列

自上而下：HadlSST 北半球 3 月海温(蓝色)、北海 4 月海冰(黑色)(Vinje,2001)、俄罗斯 8 月海冰(绿色)(Polyakov *et al*. 2003)、HadlSST 北半球 9 月海温(红色)(Lemk *et al*. 2007)

对大陆冰盖质量平衡的估计结果不确定性很大，但是 1993—2003 年为负平衡可能问题不大。这段时期冰川、冰帽、冰盖的消融可能造成海平面上升 1.2 ± 0.4 mm/a。

5.2.4 海平面变化

图 5.18 为 1993—2006 年卫星观测海平面高度(SL)，距平对 1993—2001 年平均。图 5.19 中部给出 1870 年以来的序列(Bindoff, *et al*. 2007)，这个序列由三部分组成：20 世纪(Church and White, 2006)，1950 年以来(Holgate and Woodworth, 2004)及 1993 年以来卫星观测(Leuliette *et al*. 2004)。可见 SL 从 19 世纪末即以大体上稳定的速度上升。不同作者由于使用的测站数不同，分析方法不同，因此对全球平均 SL 上升速度的估计有出入，但是大体上相差不多。20 世纪上升率为 1.7 ± 0.5 mm/a，1961—2003 年为 1.8 ± 0.5 mm/a，稍有加速的趋势(Bindoff *et al*. 2007)。

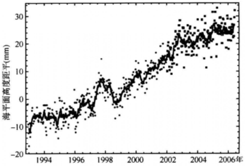


图 5.18 1993—2001 年 SL 卫星观测

(红色 Leuliette, *et al*. 2004，绿色 Cazenave and Nerem, 2004)，圆点及方点为 10 d 平均值，曲线为 60 d 平滑结果(Bindoff *et al*. 2007)

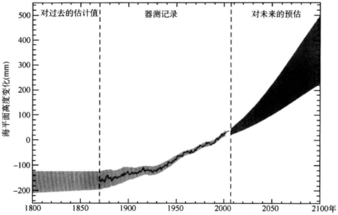


图 5.19　1800 到 2100 年 SL 变化

1870 年之前(灰色)为估计值,1870—2006 年(红色)为潮位站观测值,绿色为卫星观测,2006 年之后(紫色)预估值。距平对 1980—1999 年平均(Bindoff *et al*. 2007)

从图 5.19 可见卫星观测与潮位站观测还是相当一致的。19 世纪大部分时间 SL 变化不大。但 21 世纪则可能加速上升。相对于 1980—1999 年,到 2100 年最大可能上升 500 mm,即升速可能达到 5 mm/a,比 20 世纪增加将近 2 倍,至少也要上升 210 mm,即升速 2.1 mm/a,也高于 20 世纪后期的升速。如上一小节最后指出冰川、冰帽及冰盖的融化可能造成 1.2±0.4 mm/a 的 SL 上升,则其余部分可能主要是海水热膨胀所致。不过目前对各种因素造成的 SL 变化的估计与观测 SL 总的变化之间尚不能平衡,不过无论如何 SL 上升的趋势是肯定的,这也是对全球变暖的最有力的支持。

5.3　中国气候变化

近百年气候变暖是全球性的,中国处于变暖比较激烈的北半球大陆地区。本节主要讨论中国的变暖形势。分析表明,1880 年以来中国变暖的速率在 0.5℃/(100 a)到 0.8℃/(100 a)之间。由于缺少足够的观测资料,因此不同序列之间有相当的差异,1951 年之前差别尤其明显。但是,无论如何,气候变暖的趋势是无可否认的。1951 年之后,不同序列之间的差异大为缩小。降水量资料的情况也类似,由于降水量异常空间尺度比温度小,因此全国平均降水量的不确定性要比温度大。不过,无论哪一个序列都没有表现出像温度一样的趋势性变化。降水量长期变化的特点是年代际变化突出,以 20～30 a 的变化为主。只有中国西部近 30 a 降水量有增加的趋势。这是否与全球变暖有关,值得进一步研究。

5.3.1 中国平均温度变化

研究温度的变化,首先就需要建立一个覆盖面较为均匀的序列。然而,对于中国,对于百年尺度,这是一个难度十分大的课题。19 世纪末到 20 世纪初,中国的气象站大多分布于沿海地区,数量也只有 10 个站左右。1920s 到 1930s 才先后建立了七百余个气象台。但是有较长观测记录的站,不足一百个,其中有连续记录的不过几十个。直到 1950 年之后才有了较为完整的记录。1960s 由国家气候中心(当时为中央气象台长期预报科)建立了大体上覆盖中国的 160 个站月平均温度及月降水量序列。这个序列开始于 1951 年,以后并随时补充更新,至今仍是气候预测和气候变化研究的重要依据。但是,1951 年之前仍然面临资料覆盖面不完整以及观测多次中断的影响。1950s 末到 1960s 初,中央气象台和天气气候所绘制了 1910—1950 年 137 个站的中国温度等级图。这份等级图后来延伸到 1980 年,并于 1984 年出版(气象科学研究院天气气候所等,1984),第一次为分析 20 世纪中国的温度变化提供了可能(张先恭,1981,1982)。后来,有不少作者分析了中国的温度变化,但是大多仅限于 20 世纪下半叶,或者资料覆盖面不够

完整。目前经常应用的序列有 4 个：

L 序列　林学椿等(1995)利用中国 711 个站月平均温度观测资料，以年代较长的测站为代表站，计算各代表站与全国其他测站的相关系数，按照一定的信度水平(>99%)，同时考虑测站分布的疏密情况，将全国划分为 10 个区，在先计算各区平均序列基础上求全国平均，建立了自 1873 年以来的中国温度序列。

W 序列　王绍武等(1998a)建立了 1880 年以来全国 10 个区的温度序列，再加权平均得到中国平均温度序列。10 个区中包括新疆、西藏、台湾，做到了覆盖面基本完整。各区序列的缺测用冰芯 $\delta^{18}O$、树木年轮、史料插补。每个区用 5 个代表站，凡是早期只有 1 个站的时期对其标准差按比例缩小。区域之间的界限根据 1°×1°(经度×纬度)温度与各区代表站的相关来确定。这是第一次能有一个覆盖面完整的序列。

T 序列　唐国利等(2005)采用温度观测资料中的最高温度和最低温度的平均代表月平均温度，计算 5°×5°(经度×纬度)格点的温度距平，然后用面积加权得到中国温度序列，现在又把这个序列更新到 2009 年，这个序列的特点是采用最高与最低温度平均，一定程度上克服了不同测站观测时间不同而造成的不均一性，不过也存在资料覆盖面早期小、后期大的不均一性。

C 序列　2005 年 CRU(英国东英吉利大学气候研究室)释放了最新的高分辨率陆地地表温度序列(Mitchell *et al*. 2005)，分辨率达到 0.5°×0.5°(经度×纬度)，时间开始于 1901 年。闻新宇等(2006)从这个序列中抽出与 W 序列一样的中国 10 个区的记录，构成 10 个区的序列(以下称为 C 序列)。这个序列资料覆盖面最完整，而且缺测一律用邻近(包括国外)台站观测内插，所以不存在资料覆盖面和代用资料的误差。但是，1951 年之前，中国西部地区大部分数据靠内插得到，带来了不确定性。

表 5.5 给出这四个序列的交叉相关系数。可见除 C 序列之外，其余三个序列之间的相关是很高的。特别是 W 序列和 T 序列，一个覆盖面比较完整，一个采用最高最低温度，各有特色，因此下面主要分析这两个序列。图 5.20 给出这两个序列，同时给出建立 T 序列所用台站数，并附有国家气候中心最新的 2200 站温度序列。1951 年之后，这个序列与 W 序列和 T 序列的相关系数高达 0.99(王绍武，翟盘茂等，2003)。可见如果选择适当，像 W 序列仅用 50 个站，与用 2200 个站，结果基本一致。从图 5.20 可见，从 19 世纪后期至今，中国温度的变化经历了三次变暖：1885—1900 年；1910—1940 年；1985 年以后。最暖的时期按 W 序列为 1920s，1940s 及 1990s—2000s。T 序列 1920s 的暖期不明显。虽然 W 序列和 T 序列有较高的相关，但是两个序列所给出的变暖速率仍有不同。根据 1906—2005 年资料，W 序列的变暖速率为 0.53℃/(100 a)，T 序列为 0.86℃/(100 a)。所以我们认为，中国气候变暖的速率在 0.5℃/(100 a)到 0.8℃/(100 a)之间。

表 5.5　20 世纪四个中国平均温度序列之间的相关系数(唐国利等，2011)

	W	L	T	C
W	1.00	0.93	0.91	0.78
L		1.00	0.90	0.73
T			1.00	0.88
C				1.00

5.3.2　温度变化的时空结构

上面分析的两个序列，W 序列覆盖面完整，但是只有年平均值。T 序列有月的值，但是覆盖面变化较大。为了分析温度变化的时空结构，我们采用另一个新的序列，即王绍武、赵振国等建立的中国东部 71 个站季气温距平和降水量距平百分比资料，这个序列包括 1880 年—2007 年共 128 a，距平图集已经出版(王绍武等，2009)。这份资料是利用一切可能得到的观测记录，选出在 1951 年之前有较多资料，且大体上均匀分布在 105°E 以东大陆地区的 71 个站。凡缺测用史料插补，所以分辨率只达到季。

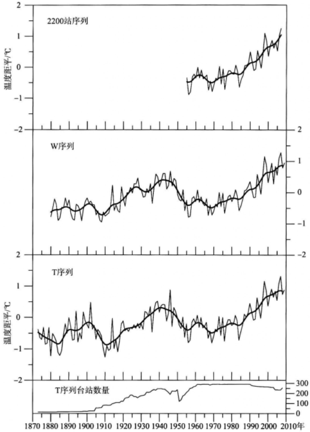


图 5.20　1873—2009 年中国年平均温度距平(对 1971—2000 年平均)(王绍武,唐国利,2011)

濮冰等(2007b)对四季温度分两段时间,即 1880—1950 年及 1951—2005 年分别做 EOF 分析,这样就有 8 组结果。综合起来看,无论包括了代用资料的 1880—1950 年,还是只有观测资料的 1951—2005 年,或者春、夏、秋、冬各季,EOF1 均显示出中国东部温度变化的一致特征,而 EOF2 则反映东北地区、包括内蒙古东部的温度变化与关内的温度变化符号相反。虽然,个别季节如夏季华南有时有小范围与关内符号不一致,但是总体上看还是以关内、外的对比最明显。所以把 1880—2005 年按每年冬、春、夏、秋的顺序合为一个总的序列,并进行 EOF 分析。图 5.21 给出 EOF1、EOF2,及其时间系数 PC1 和 PC2。

图 5.21a 表明中国东部温度变化的最主要空间特征就是温度变化的符号一致。东北北部及内蒙古东部变率最大,华南则变率最小。EOF1 解释了总方差的 61.7%,可见其影响的巨大。EOF2 有正、负各 1 个中心;负中心在东北北部及内蒙古东部的最北部,正中心在长江及其以南。这个 EOF 也能解释总方差的 19.0%,图 5.21 的 PC1 表现出比较平稳的变化,但是 1980 年之后有持续的上升。PC2 则表现出与 PC1 完全不同的特点;在 1920s 及 1940s 各有一个正位相时期。图中正系数时期用阴影表示。与图 5.20 对比就可以看出,PC1 的正值期与 1980 年之后的变暖相对应,因此可能属于全球气候变暖的一部分。但是 PC2 的正值期所对应的变暖则可能主要限于关内,即中国的中部与南部。这说明 1920s 与 1940s 的气候变暖机制可能与 1980 年之后的变暖不同。这是一个非常值得进一步研究的问题。

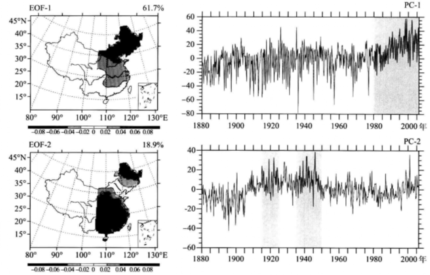


图5.21　对1880—2004年共501个季节气温距平做EOF分析所得的前两个分量

(a)空间向量;(b)时间序列(濮冰等,2007b)。

5.3.3　中国温度的年代际变化

图5.22给出根据CRU序列得到的中国10 a平均温度距平分布。距平是对1900—1999年百年平均,这样可以看出近百年特点。如上所述,近百年中国温度变化的主要特征就是变暖。最暖时期发生在两段时间;即1940s与1990s及其以后。图5.22表明,确实从1910s在河套地区就出现了正距平,然后正距平区逐步扩大,到1940s达到极盛。但是,从1920s到1940s正距平主要限于中国中部,即通常中国东部的关内地区。只有1940s中国西部的冬半才出现较大正距平。但是,这段时期中国东北和新疆温度并不很高。与此成为鲜明对比的是1880s和1990s,这两个10 a温度正距平主要出现在中国东北和新疆等高纬地区。这种高纬增暖的趋势从1960s就开始了,只不过正距平较小。但是,1960s到1980s中国中部的温度负距平与1920s到1940s成鲜明的对照。

5.3.4　中国平均降水量变化

与温度的情况相同,要得到近百年中国降水量变化的概况,就要建立一个覆盖面较为完整,中间无缺测的序列。图5.23给出四个降水量序列;NCC160、R2200、CRU、及W71序列。NCC160为国家气候中心最早建立的序列,已经在全国各单位广泛使用,但是序列仅开始于1951年。R2200为最新的国家气候中心序列包括2200个站,但是也仅限于1951年之后,并且1950s前半期资料稀少。CRU建立了全球陆地降水量序列。这个序列开始于1901年,中间无间断。把CRU序列中国范围的降水量平均,得到中国降水量(闻新宇等,2006)。CRU序列包括20世纪,但是1951年之前,尤其是中国西部缺测较为严重,主要靠邻近国家的记录内插,有一定的不确定性。中国东部71个站降水量季距平序列(W71),从1951年开始采用NCC160个站中的71个站,大体均匀分布于105°E以东地区。1951年之前降水量的观测记录略多于温度观测,但是缺测仍然十分严重。同样所有缺测均根据史料插补降水量等级,然后按照近30 a降水量等级与降水量距平的关系,把降水量等级转化为降水量距平(濮冰等,2007a)。由于采用了史料插补,因此也有不确定性。一方面是确定降水量等级的误差,一方面是由降水量等级转换为降水量距平的误差。

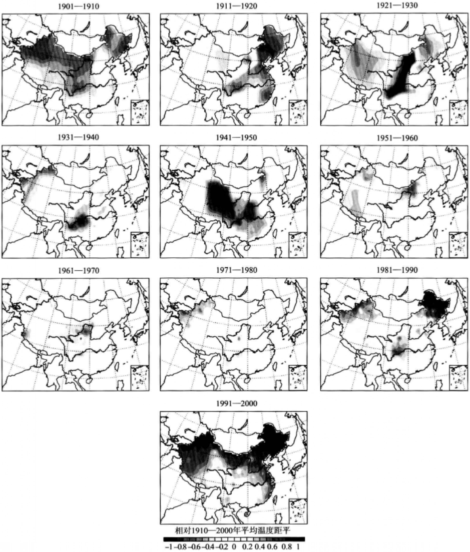


图 5.22　20 世纪中国温度 10 a 平均距平(对 1900—1999 年平均)(闻新宇等,2006)

表 5.6 给出 1955—2000 年上述四个序列之间的相关系数。可见彼此之间相关还是很高的。1910s,1930s,1950s,1970s 和 1990s 属于多雨期,1900s,1920s,1940s,1960s,属于少雨期。可见中国的降水量变化以年代际变化为主,无明显趋势性变化。

中国东部降水有明显的年代际变化。功率谱分析表明主要周期在 20～30 a 之间。图 5.24 给出 1880s 到 1990s 共 12 个 10 a 平均降水量图。图中的距平是对 1960s—1980s 平均的距平,而且均用平均值换算为百分比距平。中国东部降水量大,西部降水量小,所以百分比距平的绝对值在东部要比西部低。中国东部采用的是 35 个站的资料其中包括两个台湾的站,1951 年之前的缺测用史料插补。中国西部用 17 个代用资料的站,1951 年之后全部用观测资料。图 5.24 表明,1920s 是近 120 年来我国最干旱的 10 a,从西北东部向东到华北、东北南部,向南到长江流域干旱严重。河套以西及以东为干

旱区的中心,10 a 平均降水量负距平达－15%到－20%,1990s 则是 120 年中降水量正距平范围最广的 10 a。除以关中为中心的区域外,全国大部地区多雨。中国西部降水量正距平达 25%到 30%。此外,1950s 则是东部降水量最多的 10 a,一个正中心在华北达 20%到 30%,一个正中心在长江及江南北部。近 30 a 中国西部降水量偏多。

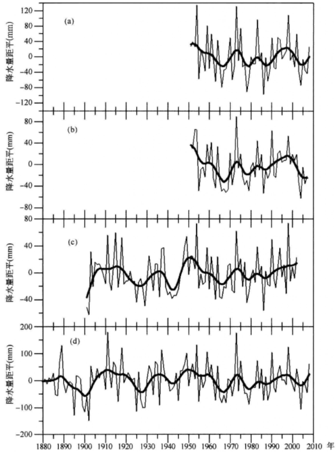


图 5.23　1880—2008 年中国东部平均降水量距平(mm)

a. NCC-160 序列;b. 2200 站序列;c. CRU-TS2.1 序列;d. 中国东部 71 站序列(王绍武,唐国利,2011)

表 5.6　1955—2000 年中国四个降水序列之间的相关系数(王绍武,唐国利,2011)

序列名称	W71	NCC160	R2200	CRU-TS2.1
W71	1.00	0.90	0.91	0.87
NCC160		1.00	0.89	0.90
R2200			1.00	0.84
CRU-TS2.1				1.00

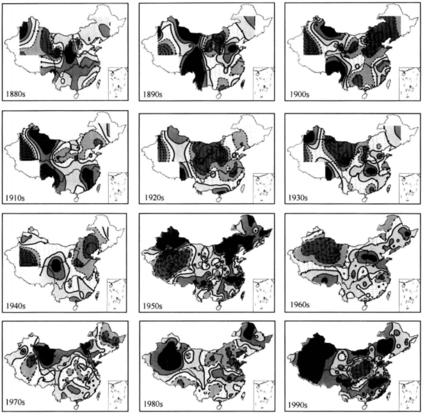


图 5.24　1880s—1990s 中国 10 a 平均降水量百分比距平，蓝色正距平，红色负距平，等直线间隔 5%（对 1960s—1980s 平均）（王绍武等，2002）

为了更具体的分析区域降水量变化。图 5.25 给出 1880 年以来中国西部，及东部华北、长江、华南降水量变化。可见不仅中国东部和西部变化不同，东部的几个区之间也有差异。

从图 5.25 还可以看到，多雨的 10 a 在中国东部有自北向南传播的趋势，近 120 a 至少有二次从华北到华南多雨时期的顺延：1890s—1910s 及 1970s—1990s。是否这反映了年代际降水变化的某种机制，值得注意。这 120 a 的前 30 a 及最后 30 a 均是夏季风由强转弱的时期。是否这种多雨区的南移反映了夏季风的减弱，是一个很有兴趣的问题，值得进一步研究。

近 30 a 中国西部降水量偏多。施雅风（2002）提出中国西北气候由暖干向暖湿转型的问题。图 5.26a 给出 1951—2002 年中国降水量变化的趋势（王绍武、翟盘茂等，2003）。显然，中国西部降水量有明显的增加趋势：南疆及北疆的南部，青海北部、甘肃西部，降水量普遍增加，仅有个别格点降水量是减少的。有五个格点降水量增加的趋势在 10%/（10 a）以上，最大达到 15%/（10 a）。如果以资料长度 50 a 计，则相当年降水量总计增加 50% 以上。因此，可以认为西部地区近半个世纪降水量增加最明显。但是，必须指出：尽管降水量增加按百分比来计算是一个很大的值，例如 20%、50%，但降水量增加的绝对值是不大的。因为，在我们所讨论的范围中，除北疆及河西走廊的东部外，年降水量均在 200 mm 以下。特别是百分比增加最大的地区降水量一般在 100 mm 以下，有的不足 50 mm。所以降水量增加 20% 或 50%，一般也只有几十毫米，这种增加绝对不会改变中国西北部地区气候干旱的基本状况。不过，虽然降水量增加绝对值不大，但是可能已经在环境及生态方面产生了一些有利的影响，内陆湖泊面积扩大、径流增加、植被改善。因此，这个问题是十分值得重视的。另一个关键问题是：中国西部降水量增加是不是人

类活动的影响？似乎目前还不能做出完全肯定的回答。图5.26b是CO_2倍增的模拟结果。现代CO_2浓度仅增加30%。所以，图5.26a与图5.26b的数值无法直接比较。不过，图5.26a及图5.26b降水变化的地理分布确有一定程度的一致，这似乎支持中国西部气候变湿是温室效应加剧结果的观点。但是近半个世纪中国西部有的地区年降水量已增加了20%以上，显然数值较大。因此，从这个角度看，也许不能排除近半个世纪降水量变化中尚有自然变化的影响在内。

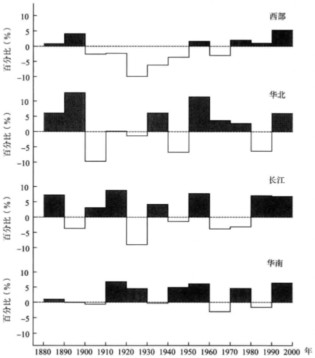
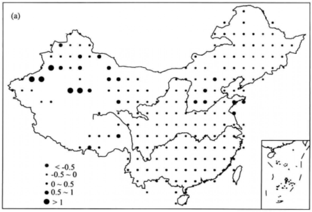


图5.25　中国西部、华北、长江、华南10 a平均降水量距平百分比（王绍武等，2002）



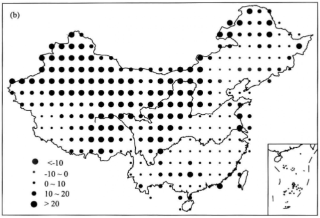


图 5.26　(a)1951—2002 年降水量变化率(%/a)，(b)区域模式模拟的 CO_2 浓度加倍情况下，中国降水量的变化(%)(原作 Gao，*et al*. 2001，为了与图 5.26a 比较作了改绘)

5.4　全球气候变暖的争议

全球气候变暖是当前气候学中在世界范围普遍关注的一个热门问题，也是不断引起广泛争议的问题。关于气候变暖的事实在前几章中已经有了比较充分的介绍。本章主要讲述几个争议的问题。有的问题的争议已经尘埃落定了，有的仍在热议之中。第一，是所谓的“曲棍球杆”之争，也就是 20 世纪的变暖是否是近千年最剧烈的？第二，是近两年关于气候变暖是否停滞的争论。第三，NIPCC(非政府间国际气候变化专门委员会)对 IPCC(政府间气候变化专门委员会)观点的全面质疑，主要就是人类活动是否是气候变暖的主要原因。第四，太阳活动对气候的影响，这也关系到自然因素在气候变暖中的作用问题。

5.4.1　“曲棍球杆”之争

IPCC 第 3 次评估报告(Folland *et al*. 2001)宣称：“从全球平均温度看，1990s 很可能是 1861 年有观测记录以来最暖的 10 a，1998 年是最暖的 1 a。新的北半球代用资料表明，20 世纪的变暖可能是近千年来任何一个世纪中最强的。”该观点的主要依据是 Mann 等(1999)建立的近千年北半球平均温度曲线。这条曲线发表后曾招致了许多批评与质疑，如建立曲线的方法(McIntyre and McKitrick，2003)、MWP 及 LIA 不明显(Soon *et al*. 2003)等。由于曲线形状类似“曲棍球杆”，故有人提出千年温度曲线究竟是“湿面条”还是“曲棍球杆”的疑问(Greening Earth Society，2002)。图 5.27 给出 Mann 等(1999)的曲线和 McIntyre 和 McKitrick(2005)的修改方案。虽然这个方案也有不确定性，但是这代表了对 Mann 等的曲线的怀疑。2004 年 Jones 和 Mann 以及 Mann 和 Jones 回应了对这条曲线的批评，而且把曲线向前延伸到 200AD，再次强调 20 世纪后期的变暖是二千年来所没有出现过的。同时明确指出，由于地区间差异大，继续使用 MWP 及 LIA 这两个名词弊多利少，建议慎用这两个名词。这实际上是否认得到广泛承认的 MWP 及 LIA，因此引起了学术界激烈的争论(NRC，2006)。

Wang S 等(2005；2006)曾对“曲棍球杆”之争做了综合分析，指出：(1)忽视或抹杀 MWP 及 LIA 是不对的。从来也没有任何人认为 MWP 时全世界均暖、LIA 时均冷。但是，不能因为有地区性的差异就否认 MWP 及 LIA 作为一种占优势的气候特征在研究近千年气候变化中的重要性。(2)Mann 等(1999)建立曲线的资料与方法存在缺陷，不能认为这是唯一能代表北半球平均温度的曲线。(3)否认 MWP 及 LIA 的存在并不能直接就得到结论：20 世纪气候变暖就是人类活动导致温室效应加剧的结果。即使 MWP 的温暖程度不如 20 世纪，甚至不存在 MWP，也不能就认为 20 世纪变暖完全是人类活动造成的。相反，如果 MWP 与 20 世纪的温暖程度相当，也不意味着 20 世纪的变暖就不受温室效应的影响。

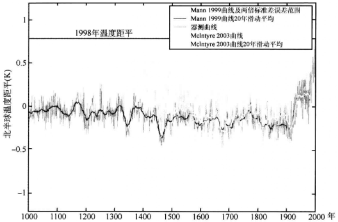


图 5.27　近 1 ka 北半球温度变化(Mann *et al*. 2008)

后来 Mann 等(2008)综合比较了不同作者的曲线，其中有一部分并不完全类似于曲棍球杆。2009 年 Mann 等又发表了新的北半球平均温度曲线(图 5.28)。新曲线显示 950—1100 AD 期间气温高于 1961—1990 年，17 世纪显著低于 1961—1990 年，最低处负距平超过了−0.5℃。而且 Mann 等(2009)给出了中世纪气候异常(Medieval Climatic Anomaly，简称 MCA，指 950—1250 AD)及 LIA(1400—1700 AD)的全球温度距平分布。尽管 Mann 等仍然强调 MCA 时也有冷的区域(如欧亚大陆中纬度、南大西洋、赤道东太平洋)，LIA 时也有暖的区域(如北大西洋北部)，但是，他们终于使用了这两个名词，只是用

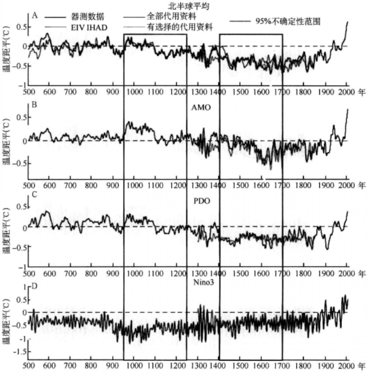


图 5.28　北半球和不同区域近 1500 年的温度变化(Mann *et al*. 2009)

MCA 代替 MWP。这是对其慎用这两个名词意见的否定。“曲棍球杆”之争起初是从对 20 世纪变暖的评估开始的，但是，争论结果却是在一定程度上承认自然变率在年代际或百年尺度上的重要性，而并没有直接对 20 世纪变暖的成因作出判断。

5.4.2 近 10 a 全球变暖的停滞

2009 年 8 月美国气象学会会刊(BAMS)发表了“2008 年气候状况”报告。在报告中 Knight 等(2009)首次指出根据 HadCRUT3 资料 1999—2008 年温度增量为 0.07℃±0.07℃/(10 a)，显著低于 1979—2008 年的 0.18℃/(10 a)。更低于原来 IPCC 报告估计的 0.2℃/(10 a)。2009 年 10 月《Science》杂志刊登了 Kerr 的评论，作者提出：“全球变暖发生了什么变化?”。显然，在近 10 a 化石燃料排放的碳仍在增加，而且增加的速度超过了 20 世纪最后 10 a。但是近 10 a 全球平均温度却几乎没有增加。因此，一种解释是人类活动之外的因素导致了温度下降，抵消了温室效应加剧造成的气候变暖。

IPCC2007 第 9 章气候变化成因与归因(Hegerl *et al*. 2007)曾比较了 20 世纪温度变化多种模式模拟的结果。发现对 1960 年之前年际及年代际变率模拟的能力很低，对 1960 年之后的模拟有所改善，但是仍有不小误差。Lean 和 Rind(2008)提出用统计方法重建全球温度序列，共考虑四个因素：即人类活动(包括温室气体及气溶胶)、太阳辐射、火山气溶胶及 ENSO。利用这个统计模式重建 1980—2008 年的月温度序列与观测值的相关系数达到 0.87，即解释了 76%的方差(Lean and Rind，2009)。图 5.29 给出模拟结果，以及与观测结果的比较。

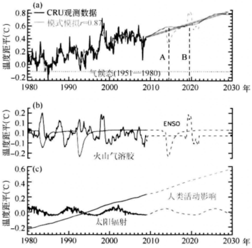


图 5.29 (a)全球平均温度(黑色)与模拟结果(橙色)；温度变化的分量：(c)火山活动(浅蓝色)、ENSO(紫色)；(b)人类活动(粉红色)、太阳辐射(绿色)(Lean and Rind，2009)

从图 5.29 可见对 1999—2008 年温度变化模拟的相当成功。这段时期有 La Nina 事件、太阳辐射则由强到弱，只有人类活动仍然呈线性趋势增长。模拟的成功说明，ENSO 及太阳辐射带来的降冷在相当大程度上抵消了人类活动造成的变暖。

Kerr(2009)评论的副标题是：科学家说只要略等一会儿。这就是说变暖很快会恢复。这代表了颇为流行的一种见解；即过去 10 a 气候变暖的停滞是真实的，但是不可能再继续下去了。这种论点的一个主要依据是英国哈得来中心(Hadley Centre)HadCM3 模式所做的一系列模拟实验。Collins 等(2006b)改变物理参数或参数化公式，设计了 16 个方案，加上对照实验共 17 个方案。按 CO_2 浓度每年增加 1%，大约 70 a 即达到 CO_2 浓度加倍，故每个方案积分 70 a 来模拟 CO_2 浓度随时间增加情况下的气候变化。其

中有10个方案气候敏感度，即CO_2总浓度加倍时的平均温度相对于对照实验的温度距平＞2.0℃。这10个方案对21世纪的模拟共700 a，其中有17个独立的10 a温度变化类似于过去10 a，即温度距平在−0.05℃到+0.05℃之间。这约占总数的四分之一。说明在气候变暖的过程中，由于气候系统的内部过程也可能产生类似于1999—2008年的温度变化。但是，模拟实验中没有发现长于15 a的变暖停滞状况。所以，认为变暖可能在未来几年内恢复。

5.4.3 NIPCC报告

早在1990年IPCC第1次评估报告发表之后，国际上就有人提出反对意见。这些意见开始散见于各种刊物、书籍、公告及非正式报告。2007年2月美国伊利诺伊州芝加哥哈特兰德研究所(Hartland Institute)，科学与环境政策计划(Science and Environmental Policy Project，SEPP)组建了"B支队"(Team B)，目的是对气候变暖的科学证据进行独立于IPCC的评估。2007年4月于维也纳国际气候工作会上组成并更名为NIPCC。2008年4月出版了NIPCC的决策者摘要，题为：自然而不是人类活动控制着气候(Singer，ed，2008)。2009年出版了报告全文(Craig and Singer，eds，2009)。

NIPCC对IPCC的质疑是全面的，概括起来有八个问题：(1)现代气候变暖在多大程度上是人类活动引起的？认为人类活动是气候变暖的主要原因的论点未得到证实。(2)现代变暖是自然原因造成的。认为太阳风变率是10 a尺度气候变化的主要原因。(3)气候模式不可信。认为IPCC所用的气候模式未能描绘一个随机的、不封闭的气候系统，因此其对未来的预测不可信，不能用于形成政府的政策。(4)海平面(SL)上升不可能加速，认为SL不可能加速上升。(5)人类活动产生的温室气体会加热海洋吗？IPCC没有讨论这个问题。(6)我们对大气中CO_2了解多少？认为对大气中的CO_2生存时间、源、汇了解的还很不够。(7)人类排放CO_2的影响是温和的。认为高浓度CO_2对动、植物生长有利，并不可能造成极端天气事件。(8)中等变暖的经济影响可能是正面的。认为中等程度变暖对人类健康及经济的影响是正面的。因此NIPCC认为IPCC报告的主要结论："1979年之后的全球变暖非常可能(90%～99%)是人类排放温室气体造成的"是错误的。因此"京都议定书"等国际协议都是不必要的。

上面列举了NIPCC报告中谈到的八个问题。其实，并不是对每一个问题NIPCC的立场均与IPCC完全对立。例如，气候模式的缺点(3)、对大气中CO_2的了解(6)中所谈到的问题并非IPCC的错误，大多与科学发展水平有关。至于CO_2浓度增加是否影响人类健康(7)、温室气体增加是否会加热海洋(5)、中等程度变暖是否对经济有正面影响(8)，均是可以讨论的问题。因此，双方争论的焦点还在于现代全球变暖是否是人类活动造成的。

不过，在这个争论的核心问题上，双方的立场已经比数年前有了较大的变化，那时以Singer为代表的一批科学家是完全否认气候变暖的(Singer，1999；2003)。现在改为争论变暖的原因，其背后的含意是：已经承认全球变暖的事实了。另一方以IPCCTAR的主要作者Mann为代表，对他自己发表的被人们称之为"曲棍球杆"的曲线，做了根本性的修正(Mann *et al*. 2009)，公开承认了早先被他自己否定的中世纪暖期及小冰期。这无异于承认自然原因亦可导致显著的气候变化。这种改变说明科学的争论是有益于促进科学发展的。

至于现代全球变暖是否主要是人类活动造成的温室效应加剧的结果，还是自然变化是主要原因，这是IPCC与NIPCC的主要分歧。目前无论科学界，还是政府间，或者公众媒体主流支持IPCC的观点。气候变化国家评估报告(2007)也基本支持IPCC的观点。但是，中国科学家历来并没有把人类活动作为气候变暖的唯一原因。在报告第80页就指出："气候模拟研究表明，全球与中国20世纪的变暖可能主要与增强的温室效应和气候自然变化有关"。详细科学分析可参看《中国气候变化——科学、影响、适应及对策研究》(丁一汇主编，林而达，何建坤副主编，2009)。

不过，NIPCC报告中提出来的一些问题也是值得进一步研究的。这些问题大部分属于科学发展的问题。当然IPCC历届报告也有一些证明是不适当的结论，例如引用"曲棍球杆"的IPCC-TAR报告中"20世纪的变暖是近千年来最强的"的观点就受到了质疑。分析一下四次IPCC评估报告就可以看出气候变化科学前进的脚步。我们相信，广泛的讨论、倾听不同的见解，必然会促进气候变化科学的发展。

5.4.4　太阳活动的影响

IPCC 认为 20 世纪全球变暖在很大程度上是由于人类活动导致的温室效应加剧的结果。NIPCC 则认为是自然因素而不是人类活动主导了气候变化，在自然因素中又特别强调太阳活动因素。因此，本节主要分析太阳活动对气候的影响。

从 19 世纪末到 20 世纪初就有不少作者研究太阳活动与地球气候的关系。但是，太阳活动对地球气候影响的假设始终受到很大怀疑。其最主要的原因有两个：(1)从太阳黑子的变化来看基本周期为 11 a 左右，但是地球上的各种气候指标，很少有持续较长时间的 11 a 周期，偶然有某个局地气候指数在 1～2 个或 2～3 个 11 a 周期内与太阳黑子变化有关，但是这种关系大多不能持久。(2)太阳活动影响地球气候的途径不清楚。先是把太阳辐照度当作一个常数，直接就称为太阳常数，后来证明，太阳常数是变化的，但是 11 a 周期的振幅只有 0.1%。因此，我们的目的就是要看一看有什么现代的资料突破了过去的概念。

有鉴于地球气候缺少 11 a 周期，因此我们着重讨论百年尺度及千年尺度。最近 1.1～1.0 ka 包括了两个地球气候的重要时期，MWP 与 LIA。由于这两个时期主要发生在人类活动影响微弱的工业化之前。所以，大多数作者都同意，是自然原因造成了 MWP 及 LIA。其中首选的自然原因就是太阳活动。图 5.30 给出 Kikby(2007)总结的近千年温度变化与太阳活动。图 5.30a 为近千年温度变化，在图中作者标出的 MWP 为 AD1000—1250，LIA 为 AD1450—1850。图 5.30b 给出银河宇宙线序列，MWP 时宇宙线弱，说明太阳活动强，而 LIA 时宇宙线强，太阳活动弱。图 5.30c 为委内瑞拉热带安第斯山冰川活动，湖泊沉积磁导率高表示气候冷湿，冰川前进。LIA 中高纬寒冷、亚非季风区干旱、ITCZ 南移。反映了以宇宙线为代表的太阳活动与地球气候的密切关系。

Bond 等(1997)根据北大西洋流冰碎屑(IRD)指出全新世北大西洋有八次流冰事件，人们经常称冷事件，由近及远编号为一至八次冷事件。后来发现小冰期的特征也与之类似，所以也算作一次冷事件，编号为 0。因此，全新世 11.5 kaBP 至今共九次冷事件。大量的研究表明，冷事件与北半球乃至全球气候异常有密切的关系(Mayewski *et al*. 2004；Morrill *et al*. 2003；Staubwasser，2006；Wang Y，*et al*. 2005)。王绍武(2009)曾经对冷事件的年代学及气候影响进行了综合分析，指出发生冷事件时北半球中高纬、特别是西北欧气候冷干，但中欧及西欧夏季湿润。亚非季风区夏季风降水减少，从东非沿岸向东穿过阿拉伯海到南亚，再向东到东亚干旱，中国南部的石笋记录反映干旱事件与北大西洋冷事件有很好的对应关系。

Denton 和 Karlén(1973)早就提出太阳活动减弱可能是全新世气候突变形成的原因。Bond 等(2001)用 $\Delta^{14}C$ 和 ^{10}Be 代表太阳活动，用四个海洋沉积记录综合得到综合指数。把 $\Delta^{14}C$ 和 ^{10}Be 和综合指数均去掉趋势并做 70 a 滤波(图 5.31)，两个太阳活动指数与综合指数的相关系数分别达到 0.44 和 0.56，九次冷事件均与太阳活动谷值(宇宙线峰值)对应，这表明太阳活动减弱可能是冷事件形成原因。但是，太阳活动究竟通过什么机制导致了冷事件的形成，则是一个依然在研究的问题。大体上太阳活动影响地球气候的途径有三个(Carslaw *et al*. 2002)：(1)太阳辐照度 TSI(或称太阳常数)的变化，(2)太阳紫外线变化，(3)银河宇宙线(GCR)变化。关于第一种途径，由于已经有了二个半 11 a 周期 TSI 的直接观测，早已证实太阳常数不是一个真正的常数，但是随 11 a 周期的变化只有 0.1%(Fröhlich and Lean，2004)，这大约只能造成 0.1℃的温度变化(Wigley and Raper，1990)，不足以解释观测到的气候变化。即使在几百年的过程中，TSI 的变化可能要大一些。但是根据太阳黑子的变化推算 18 世纪至今 TSI 仅增加 0.5 W/m^2，相当于大气顶部的辐射强迫增加 0.08 W/m^2。假定气候敏感度 0.7 $K/(W/m^2)$，则仅能造成 0.06℃的温度变化，比这段时间观测到的升温 0.6℃要小一个数量级(Foukal *et al*. 2006)。因此，目前日益增加的气候学家与天文学家不再认为这是太阳活动影响地球气候的主要途径。

第二种途径的主要依据是太阳活动 11 a 周期中紫外线(UV)谱段的辐射强度变化激烈(Haigh，1996)。不同作者估计不尽相同，最高估计从太阳活动 11 a 周期极大年(M 年)到极小年(m 年)可变化 7%。太阳活动强时 UV 增加，使平流层变暖、O_3 增加。平流层通过热辐射及动力学过程影响对流层。

对太阳活动影响地球气候的这种途径的物理机制还研究得不很够，观测证据也不充分，例如 O_3 浓度与太阳活动关系的证据也有分歧。

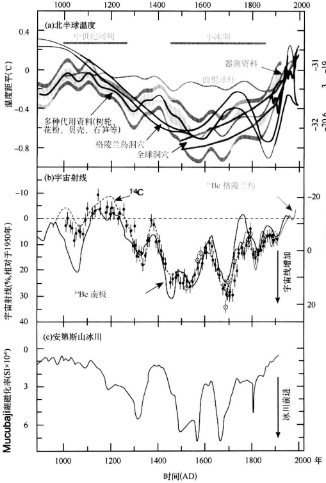


图 5.30　近千年温度变化(a)，银河宇宙线变化(b)，及热带安第斯山冰川活动(c)(向下为前进)(Kikby，2007)

对第三种途径研究较多。观测证明，随太阳活动 11 a 周期，GCR 可变化 15%，地球低云量可变化 1.7%，相当辐射强迫 1 W/m^2。CO_2 的辐射强迫只有 1.66 W/m^2，相比之下 GCR 的影响也足够大了(Svensmark，2007)。但是，GCR 影响地球气候的机制还在研究之中，究竟 GCR 如何影响大气的低云量，目前有三种设想：(1)增加凝结核(Dikinson，1975)；(2)雷暴起电(Markson and Muir，1980)；(3)气旋中形成冰晶(Tinsley and Deen，1991；Tinsley，1996)。Carslaw(2002)认为关键是影响云滴数量及云中冰晶，并为此而设计了两种机制：离子气溶胶清洁空气机制及接近云离子气溶胶机制。当然，目前还不能认为这是一种成熟的理论。因此，可以认为人们发现的太阳活动与古气候的关系，还只是一种可能性。究竟太阳活动对地球气候的影响有多大，可能在多大程度上抵消或加强温室效应的影响还是一个有待研究的问题。

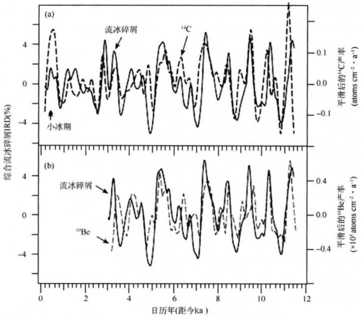


图 5.31 全新世代表北大西洋冷事件的流冰碎屑(IRD)和太阳活动(^{14}C 和^{10}Be)(Bond *et al*. 2001)

5.5 未来气候会变冷吗?

随着气候变暖的争议进入高潮(Wang S,2010),国际上出现了气候可能变冷的论调(Lockwood,2010;Benstad,2010),而且认为这主要归结于太阳活动的减弱(Livingston and Penn,2009;Feulner and Rahmstorf,2010)。显然这是对未来温室效应继续加剧,从而气候持续变暖的 IPCC 观点(Solomon *et al*. 2007)的挑战。本节的目的是对这种观点的论据做一个综合性的分析与评价。首先,根据太阳活动的各种观测数据,分析太阳活动是否确实有明显减弱的迹象。其次,研究未来出现一个类似于 1645—1715 年的蒙德尔极小期(Maunder minimum)的太阳活动极小期(solar grand minimum)的可能性。最后根据古气候资料,分析太阳活动极小期地球气候的反映(王绍武等,2010)。

5.5.1 太阳活动减弱的证据

2010 年 1 月 19 日在经过了长时间的沉寂之后,天文学家终于又观测到了 M 级的耀斑爆发而且在随后的 24 h 内接连发生了四次以上的爆发,并且一次比一次强,这标志着一个超长的太阳活动沉寂期的结束(Buchen,2010)。由此可以判断,刚刚过去太阳活动 11 a 周期(第 23 周)与前面几个 11 a 周期有所不同,持续时间较长,达到了 12.4 a,而前面几个 11 a 周期大多只持续 10 a 左右。过去 11 a 周期长时太阳活动弱,第 23 周较长正反映了太阳活动减弱。确实,2008 年 8 月整个月无黑子,到 2010 年 3 月无黑子日数已经达到 780 d,这是 1913 年以来第 15～22 周将近 100 a 所未观测到的。不仅如此,丰富的太阳活动观测表明,目前的太阳活动减弱确实是异乎寻常的(Lockwood,2010;Russell,2010),黑子磁场减弱就是一个明证(Benestad,2010),热层密度的下降则是另一个证据(Emmert *et al*. 2010)。

Penn 和 Livingston(2006)分析了太阳黑子红外辐射强度、温度及磁场,发现独立于太阳黑子的11 a 周期之外,太阳黑子的磁场强度随时间直线下降。这是否意味着当前的太阳黑子与过去其他 11 a 周期有什么不同?太阳黑子中心黑色的核称为本影,磁力线与太阳表面垂直,本影四周浅色的环称为半影,磁

力线是与太阳表面平行的。磁场与太阳黑子的强度有密切关系(Norton and Gilman,2004)。

Lockwood(2010)总结了 1965 年以来五种与太阳活动有关的指数,指出 21 世纪第 1 个 10 a 后期其最低值(宇宙线为最高值)是 40 多年来所未有的(图 5.32)。在 21 世纪初还有人怀疑第 23 周太阳黑子峰值年(M 年)的太阳黑子数低于前两周,但太阳总辐射量没有明显的变化(Fröhlich and Lean,2004)。现在到了太阳黑子谷值年(m 年),这种影响就显现出来了。行星磁场强度、太阳总辐射、太阳黑子数及地磁指数均达到了 1965 年以来的最低值,而银河宇宙线强度则达到了最高值。所有这一切均表明太阳活动明显减弱。

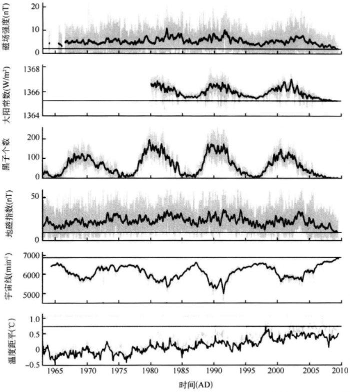


图 5.32 1965—2009 年各种与太阳活动有关的指数

阴影区为日值,曲线为 81 d(即三个太阳自转周)滑动平均值。自上而下:行星际磁场强度,太阳总辐射、太阳黑子数,地磁指数,银河宇宙线强度,全球地面平均温度(Lockwood,2010)

图 5.33 给出近百年反映太阳输出能量变化的三个指数:太空太阳通量、行星际磁场强度、太阳风速。可以看出大约从 1920 年进入一个太阳活跃期,一般称为现代极大期。而根据最近这三个指数下降趋势外延,极大期可能在 2011—2027 年间结束(Lockwood,2010)。这个分析告诉我们,过去持续了 80 a 以上的现代极大期可能即将结束了。其主要依据就是 1987 年之后各项反映太阳活动的指数均有明显的变化。当然,一个极大期的结束并不一定意味着新的极小期很快就会开始。根据 Lockwood(2010)的分析,一个新的太阳活动极小期可能要 100～200 a 后才会到来。

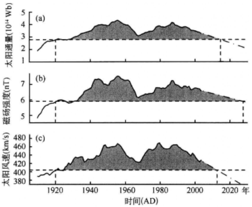


图 5.33　近百年太阳输出量变化

自上而下：太空太阳通量，行星际磁场强度，太阳风速(Lockwood，2010)

5.5.2　新的太阳活动极小期即将到来吗?

一般认为从 1920 年开始太阳活动就进入了现代极大期，至今这个极大期已经经历了 8 个太阳活动 11 a 周期(Usoskin *et al*. 2007；Abreu *et al*. 2008)。如上所述，目前已经出现了明显的太阳活动减弱的征兆。要预测新的太阳活动极小期的到来，先要预测现代极大期何时结束。但是目前还没有可靠的非线性动力学数值模式能预测太阳内部这种磁流体动力学振荡(Tobias *et al*. 2004)，甚至预报下一个 11 a 周期的峰值也有很大难度(Schüssler，2007)，所以只能利用长期的记录做一些统计分析。Abreu 等(2008)对 9313—354BP 格陵兰^{10}Be 序列做 40 a 低通滤波，过滤掉 11 a 周期，与 1619—1950 年南极^{10}Be 序列衔接，1950 年之后用宇宙线直接观测，得到完整的万年太阳活动序列，称为太阳调节函数(Solar Modulation Function，SMF)。图 5.34 以 SMF 的高端 20% 为太阳活动极大值(>50)，共 66 个，大部分持续 20～60 a，只有两次持续期在 80 a 以上。根据统计分布计算，目前的极大期可能还要持续 15～36 a，即大约 2～3 个 11 a 周期。此外，也有一些作者认为现代极大期可能在未来 50 a 内结束(Usoskin *et al*. 2007；Solanki *et al*. 2004)，不过极大期结束也未必意味着极小期的开始，这是一个需要继续探讨的问题。

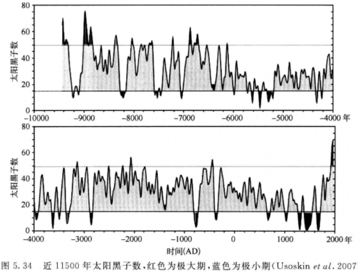


图 5.34　近 11500 年太阳黑子数，红色为极大期，蓝色为极小期(Usoskin *et al*. 2007)

应该指出，未来出现极小期的可能性是存在的。仅仅从过去千年的资料就可以明显地看到四个极小期(<20)(图5.34中的蓝色区)。不同作者对近千年太阳活动极小期的出现时间的认定也有分歧(Hoyt and Schatten，1998；Usoskin，2003)。表5.7共列出六个极小期，其中第一个Om处于中世纪暖期之中，最后一个Gm太阳活动不是很低，所以比较公认的是中间的4个极小期，Wm、Sm、Mm、及Dm(Usoskin *et al*. 2007；Goslar，2003；Stuiver and Braziumas，1989)。Om，Wm，Sm，Mm，Dm表示Oort，Wolf，Spörer，Maunder，Dalton极小期。

太阳活动变化有多种周期性，由此也可以分析未来出现极小期的可能性。除了最基本的太阳黑子11 a周期及磁场22 a周期之外，百年尺度的周期中200 a左右的周期是比较突出的(Tobias *et al*. 2004；Stuiver and Braziumas，1989，Wagner *et al*. 2001)。Dm至今正好是200 a左右，从这种角度看，当前也有再出现一个新的太阳活动极小期的可能性。如果考虑205 a de Vries周期和2300 a Hallstatt周期，确实现在就有可能开始一个新的极小期，虽然现在还不敢做这样的预报(Lundstedt *et al*. 2006)。Clilverd等(2003)则认为到2100年才可能出现类似1900年(Gm)的情况，不过强度可能达不到Mm的水平。

表5.7　近千年太阳活动极小期出现时期(AD)(括号中为持续长度a)(王绍武等，2010)

极小期	Usoskin(2003)	Goslar(2003)	McCracken和McDonald(2004)	Usoskin *et al*. (2007)	Haltia-Hovi *et al*. (2007)
Oort	1010—1060(50)	/	1000—1070(70)	1010—1070(60)	1000—1060(60)
Wolf	1280—1340(60)	1290—1390(100)	1300—1350(50)	1270—1340(70)	1300—1390(90)
Spörer	1430—1530(100)	1400—1600(200)	1420—1540(120)	1390—1650(160)	1440—1560(120)
Maunder	1650—1720(70)	1645—1715(70)	1650—1710(60)	1640—1720(80)	1640—1710(70)
Dalton	1780—1840(60)	1800—1860(60)	1800—1840(40)	/	1770—1860(90)
Gleissberg	/	/	1880—1910(30)	/	/

5.5.3　太阳活动极小期的寒冷气候

根据Lockwood等(2010)的估算从1700年到现代温度上升约0.8℃，这要求总太阳辐射(TSI)增加29.1 W/m²。过去各种资料综合TSI的平均值为1365.5 W/m²，但是最近的卫星观测平均为1361 W/m²。如果用后者计算百分比，相当于要求TSI增加2.14%才能使温度上升0.8℃。但是考虑各种放大器作用，大约只有这个数值的1/3，即大约0.7%，就有可能解释18世纪以来的气候变暖。

但是，最近两个半11 a周期的直接观测表明TSI的变化仅有0.1%(Fröhlich and Lean，2004；Willson and Moravinov，2003)。因此，显然不能用现代的TSI变化解释18世纪以来的温度上升。据IPCC AR4(Solomon *et al*. 2007)估计，Mm时TSI比现代低0.1%，同样不能解释小冰期的寒冷气候。Haigh(2003)认为Mm时TSI可能比现代低3.4 W/m²，即0.25%，仍然只有要求值的1/3左右。Lean，等(2005)总结了十余位作者对Mm与现代TSI差的估计，大部在2～5 W/m²，即相当0.15%～0.4%，仍然低于0.7%。不过，根据Jansen等(2007)的模拟研究，在假定TSI减少0.25%的情况模拟的温度距平，与根据代用资料重建的温度距平属于同一数量级(表5.8)。这表明在考虑太阳活动变化时，如果同时考虑火山活动和温室效应，则有可能解释小冰期中冷期的出现。当然，太阳活动变化影响地球气候不一定只通过改变TSI来实现。近来一些作者(Carslaw *et al*. 2002；Lockwood，2006；Svensmark，2007)认为太阳活动可以通过影响到达地球的宇宙线改变气候。太阳活动减弱宇宙线增加，地球低纬云量增加，减少地面接收的太阳辐射，温度下降。这种机制值得研究。

表5.8　太阳活动极小期的气候模拟与重建温度比较(℃)(Jansen *et al*. 2007)

极小期	时间(AD)	重建温度距平	模拟温度距平(1)	模拟温度距平(2)
Wolf	1280—1350	−0.32	−0.36	−0.44
Spörer	1450—1550	−0.46	−0.42	−0.65
Maunder	1645—1715	−0.47	−0.49	−0.68
Dalton	1790—1830	−0.42	−0.45	−0.51

注：(1)TSI减少0.08%；(2)TSI减少0.25%

为了单独显示太阳活动的影响。我们把表 5.8 中近千年中间四个太阳活动极小期用阴影标在重建的温度曲线上(Mann *et al*. 2008)(图 5.35)。显然四次极小期均在温度变化中有所反映。极小期与温度谷值相对应,最低温度负距平在−0.4℃到−0.6℃之间。这与表 5.8 的估计大体一致。因此,我们可以认为,在近千年中四个太阳活动极小期均与冷期相对应。太阳活动极小期气温距平在−0.4℃到−0.5℃之间。这个结论最近又得到了模拟研究的证明(Feulner and Rahmstorf,2010)。

当然,无论用代用资料重建的太阳活动序列,还是温度序列均有不确定性。因此,上面谈到的这种关系,只能认为是初步的。此外,有的作者认为极小期的降温可能只有 0.3℃(Feulner and Rahmstorf,2010),或者更小(Song *et al*. 2010),因此不足以完全抵消温室效应加剧造成的气候变暖,这也是值得注意的一种观点。

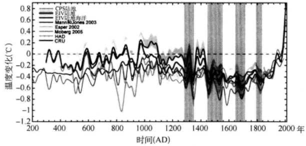


图 5.35　不同作者重建的近千年北半球温度变化曲线,阴影为 4 次太阳活动极小期(Mann *et al*. 2008),阴影为本书作者所加

5.6　小结

(1)20 世纪的气候变暖已成不争的事实,近 30 a 变暖的速率加剧。为了证实气候变暖是全球性的,就需要建立代表全球平均温度的序列。这是一个很艰难的过程,目前世界范围有三个全球温度序列:HadCRUT3,NCDC,及 GISS。这三个序列的结果十分接近,近百年(1910—2009)变暖趋势在 0.70℃/(100 a)到 0.75℃/(100 a)之间。

(2)2000s(2000—2009)是近一个半世纪以来最暖的 10 a。除了南极及邻近海上有小区域温度为负距平之外,全球均以正距平为主,北半球高纬正距平最大,从四季来看,冬季北半球高纬变暖最激烈。现在气候变暖已经不仅仅是大气的温度上升,冰雪圈的反映也非常剧烈,极冰融化、大陆积雪面积减少、冰川后退、海平面上升。所有这些证据均表明气候变暖是整个气候系统的变化。

(3)中国气候也在变暖,1880 年以来中国变暖的速率在 0.5℃/(100 a)到 0.8℃/(100 a)之间。由于中国在早期观测资料十分缺乏,因此对近百年变暖速率的估计有较大的不确定性。但是,上述全球温度变化的特点,在中国也是一致的。这就是近 30 a 变暖加速,2000s 是最暖的 10 a,变暖在高纬度要强于低纬度,四季之中以冬季变暖最剧烈。

(4)尽管气候变暖有充足的证据,但是对于气候变暖的认识,仍然是当前有热烈争议的问题。"曲棍球杆"之争就是这方面的一场论战。经过了 5 a 左右的讨论,现在基本上已经尘埃落定。大多数人都同意近千年的温度变化是有相当大波动的,并不完全类似于一根"曲棍球杆"。"曲棍球杆"的原作者也使用了 MCA 及 LIA 的名词,不过认为有相当大的地域性差异,这样就更接近于实际的情况。

(5)关于气候变暖的另一场争议是由 NIPCC 发动的。这场争议至今仍在继续。我们并不认为 NIPCC 所提的问题都是正确的,但是却应该支持而不是压制这方面的讨论。因为,确实气候变暖仍然是一个十分复杂,而又包含许多现在尚不能充分认识的问题。例如,太阳活动的影响就是这样一个例子。近年来太阳活动出现了异常减弱的迹象,这不是 11 a 周期那种例行的减弱。但是,究竟何时会出现一个太阳活动极小期,如果出现了极小期会对气候有什么影响,是十分值得深入研究的。

第 6 章　气候变化与古文明[①]



① 本页图取自张德二主编. 2004. 中国三千年气象记录总集. 南京:凤凰出版社, 170 页。甲骨自上而下, 自左而右, 说:丁酉日占卜, 王贞(问):今天晚上直到(第二天)戊戌日, 都有雨吗? (验词是)戊戌日果然晚上下雨了。

第四纪至今已有 2.60 Ma，第四纪中气候已经经过了几十个冰期—间冰期旋回，也就是出现过几十次与近万年类似的间冰期。虽然，这些间冰期各有长短，气候温暖程度也有不同，但是人类及其社会只是在我们仍生活在其中的全新世才发展起来，这是令人费解的。为什么三次走出非洲，只有最后一次才取得成功，也是一个需要研究的问题。不过无论如何，进入全新世之后，人类才进入新石器时代，大约 8 ka 前才发展了农业，在人类历史上进行了第一次革命，5～7 ka 才出现了古文明的萌芽。以中国为例，进入被历史学家艳称三代的“夏、商、周”距今也不过 4 ka 左右。从地球历史的角度看，这几乎相当短暂的一瞬。因此，究竟是什么样的气候条件促进了人类文明社会的发展，是一个十分值得探讨的问题。

简单的说气候或者更准确一点说，气候变化是一把双刃剑。在严寒的冰期，全球平均气温比现代低到 8～10 K，北半球高纬大陆要低更多。那种条件当然不利于人类发展。但是，如果气候一直暖湿，植被生长茂盛，野生动物漫山遍野，人类也不会脱离采集、狩猎生活，而去发展农业及畜牧业。现在比较公认的观点是全新世的气候突然变冷，破坏了原始居民的生活环境，甚至使之遭受毁灭性的打击，因此才发生了农业革命。当然人口的扩张也可能助长了这种影响。不过，可以肯定人类文明社会并不是在气候条件始终完全优越的“花园”中成长的。

可惜这方面的研究还十分缺乏，特别是缺少历史学家与气候学家的合作。直到 20 世纪末才出现第一次这方面合作的国际会议，并发表了文集(Dalfes *et al*. 1997)。中国的古文明研究，以“夏商周断代工程”项目的建立为代表，在 20 世纪末到 21 世纪初有了很大的发展(夏商周断代工程专家组，2000)。但是，距离系统地认识人类文明的发展与气候变化的关系还有很大差距。因此，本章只可能对几个问题提出一些见解，供对这个问题有兴趣的读者参考。

6.1　5 ka 的诺亚洪水

历史记载，考古证据及古气候研究一致表明在公元前第三千纪初，即 3000BC 或 5 ka，在两河流域有一个洪水时期，人们经常称为诺亚洪水，因为大洪水的历史记载最早见于《旧约圣经》。后来，19 世纪考古发现亚述泥版及苏美尔泥版中也有大洪水的记载。古气候代用资料也支持公元前第三千纪初两河流域发生过洪水的结论。两河流域指中东伊拉克的底格里斯河和幼发拉底河流域，通称美索不达米亚，即两河之间的地方。大洪水的传说就发生在那里。人们都很熟悉的《旧约圣经》中大洪水的故事，一般都视为神话。但是，在亚述末代国王亚述巴尼拔(672—668BC)“图书馆”的泥版中也找到了类似的故事(图 6.1)，后来又在更早的可能制作于 1700BC 的苏美尔泥版中也发现了这个洪水故事的雏形。这表明，大洪水的故事有悠久的历史渊源。



图 6.1　尼尼微出土的吉尔伽美什史诗第 11 块泥板，讲述了大洪水的故事(Brown，2002b)

考古研究证明在一系列的苏美尔古老城市发现了厚几十厘米到100 cm以上的洪水层，时间约在2800BC前后，这说明大洪水的故事可能不单纯是一个神话，而是现实存在。金子史朗(1975)认为这就是圣经中讲述的诺亚洪水。

6.1.1 圣经中的大洪水

《旧约圣经·创世纪》(圣经，2000)中，关于诺亚洪水的描写可以概括为以下四个方面：

(1)"耶和华见人在地上罪恶很大，终日所思想的尽都是恶，耶和华就后悔造人在地上，心中忧伤。耶和华说：'我要将所造的人和走兽、并昆虫，以及空中的飞鸟，都从地上除灭，因为我造他们后悔了'"(创世纪第6章5～7节)。

(2)"神就对诺亚说：'你要用歌斐木造一只方舟。分一间一间地造，里外沫上松香''你同你的妻子，与儿子，儿媳都要进入方舟''凡洁净的兽类，你要带七公七母；不洁净的兽类，你要带一公一母，空中的飞鸟也要带七公七母'。'我要降雨在地上四十昼夜，把我所造的各种活物，都从地上除灭'"(第6章13、14节，18节。第7章2～4节)。

(3)"2月17日那一天大渊的源泉都裂开了，天上的窗户也敞开了""四十昼夜大雨在地上"(第7章11～12节)。"洪水泛滥在地上四十天，水往上涨，把方舟从地上漂起"，"水势在地上极其浩大，天下的高山都淹没了"(第7章17节，19节)。"凡地上各类活物，连人带牲畜、昆虫以及空中的飞鸟，都从地上除灭了，只留下诺亚和那些与他同在方舟里的"(第7章23节)。

(4)"神叫风吹地，水势渐落。渊源和天上的窗户都闭塞了。天上的大雨也止住了。水从地上渐退，过了一百五十天，水就渐消。7月17日，方舟停在亚拉腊山上"。"到10月1日，山顶都现出来了"(第8章1～5节)。"过了四十天""放出一只乌鸦去，那乌鸦飞来飞去"，"他又放出一只鸽子去"，"鸽子找不到落脚之地就回到方舟"。"他又等了七天，再把鸽子从方舟放出去。到了晚上，鸽子回到他那里，嘴里叼着一个新拧下来的橄榄叶子。""他又等了十天放出鸽子去，鸽子就不再回来了"。(第8章6～12节)。

《旧约圣经》是何时成书的呢？犹太人将《律法书·先知书·文集》称之为"塔拿克"(Tanach)，即三个希伯来文字组成。托拉(Torah)是律法书的音译，狭义上指《旧约圣经》首五卷。包括《创世纪》《出埃及记》等。因为这五卷经文中律法是耶和华在西奈直接传授给摩西的，故又称《摩西五经》。《创世纪》是关于上帝创造世界和人类始祖以及犹太人民族起源的描述。

《摩西五经》主要来源于四种不同的底本资料(沐涛，2001)：J本，包括《创世纪》等，神为耶和华，850BC前后由南部学者完成；E本，《创世纪》中的神为"埃洛欣"，即厄罗音卷，700BC前后由北部学者完成；D本，即《申命记》原本，完成于700～650BC；P本，即祭司本，包括《创世纪》等，出现于500BC前后。

在公元前5世纪左右，主要由上述四种底本，综合成当今样式的《摩西五经》。现存最早的《旧约圣经》抄本是公元6—7世纪马所拉本，即希伯来文的《圣经译注集》。最古的《西伯来圣经》全抄本年代为公元1010年，距最早的底本已有1500—1800年。但是20世纪中叶，发现了《死海古卷》，古卷中的抄本年代为公元前3世纪到公元1世纪，距底本的年代仅有几百年，而且它保存在洞穴中，未经后世修改、增删，保留了最古老的样式，因此有更高的准确性，可以作为校订今本《旧约圣经》的参考和依据(图6.2，图6.3)。1979年考古学家在耶路撒冷希诺姆山谷的墓葬洞穴中发现了一个银卷，上面记载着公元前7世纪的圣经文本。时间已经十分接近圣经底本形成的时期(Brown，2002a)这一切表明圣经中描述的大洪水的故事，至少已经有了2500年以上的历史。

6.1.2 泥版中的大洪水

英国乔治·史密斯于1872年对尼尼微发掘出来的泥版上的楔形文字进行译读时，读到了一部记述英雄吉尔伽美什的史诗。发现其中记载着一段大洪水的故事，与《创世纪》中所述十分相似，即《吉尔伽美什史诗》的第11块泥版。但可惜这块泥版残缺不全。伦敦《每日电讯报》悬赏征集缺失的部分泥版。最后还是史密斯本人于库云吉克的废墟中找到了另外半块碎片。尽管泥版仍有残缺。但已经能了解大洪水故事的梗概。全部史诗载于12块泥版，总共3500行，现藏于大英博物馆(Brown，2002b)。史诗讲述

吉尔伽美什决心探寻永生之路，找到了人类的始祖乌特·纳比西丁。乌特·纳比西丁向他讲述了躲过大洪水灾难的经过。

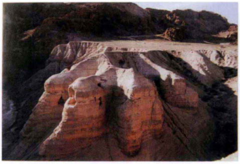


图 6.2 存放圣经"死海古卷"的库姆兰山洞(Brown,2002a)



图 6.3 圣经以赛亚古卷(Brown,2002a)

《吉尔伽美什史诗》中描述的大洪水与《旧约圣经》有惊人的相似，只是人名、地名有所不同。根据史诗幼发拉底河滨的雪立柏克城人民有忤神旨，触怒了大神恩里尔，恩里尔要降洪水灭绝人类。智慧之神艾阿告诉乌特·纳比西丁建造方舟，躲过了洪水灾难。方舟停靠的山叫尼西尔。洪水退后，放出去而未飞回来的是乌鸦。此外，方舟的大小、层次、洪水的时间，史诗也同《旧约圣经》有一定差异。但是，整个故事的梗概几乎是完全一致的(李铁匠，1999)。

后来，在苏美尔时期约 1700BC 的泥版中，又发现了更早的关于洪水的传说，其故事梗概大体与圣经及史诗中相同(陈晓红等，2001)。表 6.1 把这 3 种传说做个比较。3 种传说的一致性，说明《圣经》中的洪水故事有更早的渊源。

表 6.1 3 种洪水传说的比较

	问题	旧约	亚述泥版	苏美尔泥版
1	谁要消灭人类?	耶和华	恩里尔	众神
2	谁告诉了义人?	耶和华	艾亚	恩基
3	义人是谁?	诺亚	乌特·纳比西丁	吉乌斯拉特
4	洪水多少天?	40 d	6 d	7 d
5	何时水势渐退?	150 d	7 d	半个月
6	方舟层次?	3	7	
7	方舟内兽类?	兽、鸟	兽、鸟、金、银	
8	登方舟的人?	家人	家族、亲属、工人	
9	方舟停泊?	阿拉腊山	尼西尔山	
10	最后放飞?	鸽子	乌鸦	

6.1.3 洪水发生的时间

但是，如果确实发生过大洪水，那末会发生在什么时间呢? 首先对《吉尔伽美什史诗》进行分析，我们可以列出一个时间表(表 6.2)。

如果承认史诗的记述属实，则可以认为洪水的发生不会晚于乌特·纳比西丁在位的时间也就是说在 3000BC 前后。当然，除了亚述巴尼拔在位时间及古巴比伦王国的时间可信度较大之外，表 6.2 中吉尔伽美什与乌特·纳比西丁在位的时间只能认为是一种可能的推测。

不过我们还可以从另一个角度来分析这个问题。在《苏美尔王表》中是把大洪水作为苏美尔历史的起点。也就是说苏美尔是洪水之后的居民。这样我们只要知道苏美尔时期何时开始就可以大体上判断

洪水出现的时间(陈晓红等,2001)。两河流域文明有 4 个典型时期即:苏美尔、阿卡德、巴比伦及亚述。而在此之前为文明的萌芽时期。这些年代,特别是早期,主要是根据^{14}C决定的(表 6.3),因此也存在一个树木年轮校正问题。所以,近来有人提出来一个校正的年限(日历年)(哈里特·克劳福德,2000;朱龙华,1991)。当然,这里还有不少不确定性,至今仍有人对绝对纪年的订正持怀疑态度。但是,如果洪水发生在苏美尔之前,则应该在公元前第三千纪初。这与根据乌特·纳比西丁在位的时间的推论是一致的。

表 6.2　《吉尔伽美什史诗》时间表

	事件	时间	事项
1	亚述巴尼拔在位	672—668	制作泥版
2	古巴比伦	1894—1595BC	史诗流行
3	吉尔伽美什国王	2500BC	在位
4	乌特·纳比西丁	3000BC	在位

表 6.3　苏美尔历史年表概要

	名称	^{14}C年	日历年
1	埃利都—欧贝德	4300—3500BC	5000—4000BC
2	乌鲁克	3500—3100BC	4000—3200BC
3	捷姆达特·那色	3100—2800BC	3200—2900BC
4	苏美尔	2800—2371BC	2900—2371BC
5	阿卡德		2371—2191BC
6	巴比伦		1894—1595BC
7	亚述		883—612BC

6.1.4　洪水的古气候证据

现在再来看考古与古气候资料。金子史朗(1975)指出两河流域的古城址,伊新、苏鲁帕克、乌鲁克及拉格什的考古地层中,均在 2800BC 前后有一个明显的洪水层。两河流域气候干旱,洪水主要来自北部的托罗斯山。因此,我们探讨洪水的来源,主要向上游去寻找。首先考虑叙利亚东北部哈布尔河流域。这条河注入幼发拉底河,在公元前第五千纪到第四千纪初,该河道终年都有水,表明比现在的气候条件还好。这一地层之上压着 2m 的砂石,直到公元前第三千纪初才恢复。那时有的考古点范围达到 30 km^2,说明有很好的农业条件。这些点有的是在公元前第三千纪初建立的,但全部都是在公元前第三千纪前半叶建立的,只有一半延续到 2500BC,这充分显示公元前第三千纪前半叶的湿度条件是好的,现在那里的居民有了工业化的农业技术,但是还不如第三千纪初期人多(Hole,1997)。

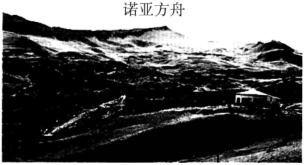
Courty 和 Weiss(1997)对叙利亚东北台尔·雷兰的土壤层结进行了分析,比较了气候突变(2200BC—1900BC)前及突变后的土壤结构。发现突变前的土壤中如淤泥大小的方解石质点占 68%,黏土占 20%,石英石及石灰质细砂占 10%,与今天发洪水时的冲积土壤结构相似,时间约在公元前第三千纪的前期。Erol(1997)根据两河上游的安纳托利亚高原湖泊的地貌证据,指出 5～4 ka 是湖岸后退时期。这些都可作为公元前第三千纪初气候湿润化的证据。公元前第三千纪中期以后气候转为干旱,这支持了以上洪水发生在第三千纪初的结论。由于直接有关降水量的代用资料较少,Bryson 和 Bryson(1997)曾用简化模式模拟了近七千年叙利亚的降水量变化。发现阿卡德王国解体时,确实有干旱。而在此之前在公元前第三千纪早期有一个明显的多雨期。同时模拟的耶路撒冷降水量在公元前第三千纪的前期也是多雨期。这也可以作为古气候资料的旁证。

2004 年 Issar 和 Zohar(2004)发表了他们的专著:中东的气候变化、环境与文明,综合分析了凡湖、死海等地的古气候代用资料,指出 3100BC 及 2900BC 分别有一个洪水期,他们认为洪水之后的干旱造成闪米特牧人进入两河流域,证据是:《苏美尔王表》显示在阿卡德边界的基什第一王朝不少国王用的是闪米特语名字,这是在乌鲁克时期没有的。

6.1.5 诺亚方舟

虽然通过圣经中大洪水故事的研究得到结论，在大约 5 ka 前后有一次大洪水。但是，诺亚方舟(Noah's Ark)是否真的存在，还是一个争议十分大的问题。近来有一个网站①列举了一系列的证据，证明方舟可能是确有其物。我们不妨把这些信息做为一种可能性来看待，丰富我们的感性认识，至于是否在科学上能像作者认为的 99.9%可能存在方舟，则尚可存疑。

网站介绍，考古学家 Ron Wyatt 就是若干发现者中的最著名的一位。2010 年 4 月 26 日中国及土耳其考古学家发现了方舟的准确位置(39°26′26.26″N，44°14′5.30″E)。土耳其政府在其附近设立了博物馆(图 6.4)。图 6.5 及图 6.6 给出方舟的照片及结构，据测量方舟的长×宽×高为 450×75×45 呎，与圣经的描述十分接近。有趣的是 ${}^{14}C$ 定年表明可能在 4.8 kaBP。



诺亚方舟和游客服务中心

图 6.4　土耳其阿拉腊山(Ararat)可能为方舟的遗迹及其附近(图中右方)的旅客中心



诺亚方舟
在Ararat山附近看到的类船形状

图 6.5　生活杂志 1960 年 9 月 5 日刊登的可能是方舟的照片

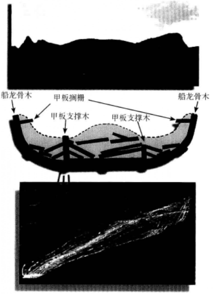


图 6.6　土耳其阿拉腊山可能为方舟的遗迹分解图

① http://footprintsintheearth.blogspot.com/2010/07/noahs-ark-found-in-turkey-great.html#ixzz1AeHIrMVG

网站还引用 R Whitelaw 对 15000 份人类及动物骨骼样本的研究。图 6.7 给出 6.5 ka 以来每 500 a 的样本数。这是对非洲及欧亚大陆综合分析的结果。可见在 5 ka 前后样本有明显下降。作者认为这可能就是大洪水的影响。

虽然，人们也许还不能确认土耳其阿拉腊山上的遗物就是方舟。但是，这些发现是饶有兴趣的。这方面的研究有助于我们进一步认识气候变化与人类文明进程的密切联系。

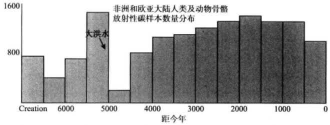


图 6.7　非洲—欧亚大陆人类及动物骨骼样本数

6.2　4 ka 气候突变与世界古文明的衰落

Suzuki(1979)指出，(1)在 3.5 ka 有一次突然降温过程，(2)降温在低纬度造成干旱，(3)降温与干旱造成古文明的衰落。他收集了世界范围的 50 个站的古气候记录来证实这次气候变化。对这项工作有几点可以说明：(1)这是一次突然的温度下降，最大降温达 3℃以上，实际就是一次气候突变，尽管当时尚未使用气候突变这个名词。(2)大部分站点 3.5 ka 是指气温最低或降水量最低出现的时间，其实突变过程大多发生在 3.8～3.5 ka 之间，(3)当时应用的是 ^{14}C 年，如果用树轮校正，大体上相当日历年 2200—1800BC。

Weiss 等(1993)对美索不达米亚北部的考古结果及土壤结构进行了分析，指出 2200BC 由于干旱叙利亚东北部台尔·雷兰农业区被放弃，而美索不达米亚南部的阿卡德王国解体。1994 年 9 月 19—24 日在土耳其的开米尔召开了一次工作会；讨论了 2200BC 旧世界社会的突然解体及其与 5.0～3.0 ka 气候变化的关系，并出版了文集(Dalfes *et al*. 1997)。工作会议提供的资料证实在 2200BC 从非洲经中东到印度普遍发生了气候突变。伴随着气候的干旱化，尼罗河流域、两河流域及印度河流域的古文明衰落(Weiss，1997)。后来的研究进一步证实了这个观点(Weiss and Bradley，2001；许靖华，1998)。

然而，这些研究很少联系到同一时期中国有没有类似的气候突变及古文明的衰落．吴文祥等(2001)指出 4.0 ka 的降温事件导致了中原周围地区新石器文化的衰落和终结，但是也促进了中原地区，以夏朝建立为标志的中华文明的诞生．施雅风等(1992)指出，4.0 ka 在中国也有气候变冷的事件发生。王绍武等(2003)综合了不同作者的研究支持 4.0 ka 在中国曾有冷事件的论点，并且认为热盐环流的减弱，可能是 4.0 ka 中纬度气候变冷、低纬度干旱的原因(Wang S *et al*. 2004)。

尽管过去人们已经提出了"气候突变对古文明衰落影响"这一命题。但是无论文明本身还是气候突变以及他们之间的联系都研究得比较粗略，特别未能对历史学、考古学与古气候研究成果进行充分的综合分析。Wang S(2005)收集整理这三方面的证据，探讨 2200—2000BC 气候突变及其对世界古文明、以及对中华古文明影响的可能性。

6.2.1　尼罗河古文明的衰落

历史学上把古埃及划分为 30 个王朝，第一王朝开始于 3100BC，最大的三个金字塔就是在第四王朝(2613—2589BC)建立的(图 6.8)。第六王朝之后形成第一中间期。关于第一中间期的绝对年代及成因，不同作者有不同的见解(表 6.4)。大多数作者以 7～10 王朝为第一中间期，时间在 2181—2040BC，持续约一个半世纪。但是，究竟是什么原因使得建筑巨大金字塔的繁荣王国四分五裂？有的历史记载中明确

指出这是埃塞俄比亚高原降水减少,尼罗河缺乏水源,水位降低的结果。有的则同时强调有亚洲难民流入,民不聊生,农民起义使国家解体,文明衰落。颜海英(1999)提到当时尼罗河水位的记录,第一到第六王朝时期共留下 11 位国王在位时的 63 次尼罗河泛滥的记录。从这些记录来看,这 900 余年时间内,尼罗河水位总的呈下降趋势,特别在 3000—2800BC,尼罗河水量减少了约 30%。当然,在第 1 中间期的形成中,社会原因也是不能忽视的。

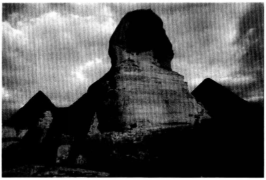


图 6.8　斯芬克司像和金字塔(康曼敏,2003)

表 6.4　关于古埃及第 1 中间期

第 1 中间期	衰落原因	王朝	文献
2181—2040BC	农民起义	7～10 王朝	朱龙华,1991
2150—1986BC	干旱	7～11 王朝	Rohl,2000
2213—2061BC	干旱	7～11 王朝	Dersin,2001
2181—2040BC		7～10 王朝	陈建新,2001
2181—2040BC		7～10 王朝	江林昌,2001
2181—1991BC		7～11 王朝	Vercoutter,2001
2134—2040BC		7～11 王朝	Brown,2002c
2181—2055BC	干旱	7～11 王朝	颜海英,2002

现在,我们来看古气候学的证据。尼罗河在泛滥期有 90%的水量是来自埃塞俄比亚的青尼罗河和阿特巴拉河。因此,埃塞俄比亚的湖泊水位,应该能比较好地代表尼罗河的洪水。9.0～6.0 ka 是埃塞俄比亚湖泊的高水位期,其中 9.0 ka,7.0 ka 及 6.0 ka 是三个峰值期。到 5.0 ka 湖泊水位已经明显下降。4.0～3.5 ka 为进入全新世以来前所未有的低水位期(Ki-Zerbo,1985)。Roberts(1989)的湖泊水位记录指出 4.0～3.5 ka 埃塞俄比亚的湖泊有一个明显的低水位期。Weiss(1997)指出临近埃塞俄比亚,肯尼亚北部的图尔卡那湖水水位在 3.9 ka 有一次突变,从开放盆地变为闭合盆地。此外,尚有许多证据说明在 2250—2200BC 湖水水位最低。北非中部的乍得湖(Ki-Zerbo,1985)及西非(Roberts,1989;Maley,1991)在 4.0 ka 前后也是一个低水位期。这表明,2200BC 前后非洲的干旱是大范围的。从西非一直延伸到东非的埃塞俄比亚高原。

6.2.2　两河流域古文明的衰落

西亚底格里斯河与幼发拉底河处于"肥沃新月带",是世界上最早的文明发源地,两河流域北部叫亚述,南部叫巴比伦尼亚。巴比伦尼亚又分为南北两部,北部叫阿卡德,南部叫苏美尔,阿卡德王国存在于 2371—2191BC,总共不到两个世纪,最后为古提人所灭。2113BC 又赶走了古提人,建立了乌尔第三王朝(沐涛,季惠群. 2001)。这个王朝存在时间更短,仅有一个世纪左右,到 2006BC 瓦解(图 6.9,图 6.10)。在此之后直到 1894BC,阿摩利人才建立了古巴比伦王国(朱龙华,1991)。现在历史学家大多公认古巴比伦王国的著名国王汉莫拉比于 1792BC 即位,这是根据金星出现的方位和时间的记录推算出来的。但

是，最近重新推算之后有人认为即位时间应为 1848BC(Crauford，2000)。如果属实，则整个历史年表尚需调整。不过这只差半个世纪左右。所以，可以粗略地说从阿卡德王国解体到古巴比伦王国建立中间大约 3 个世纪，即 2200BC 到 1900BC，两河流域处于小国林立的混乱时期。但是历史学家中一般均把阿卡德王国的灭亡归之于古提人的入侵以及可能的环境破坏，很少有人注意到气候突变的影响。因此，这个混乱时期究竟是怎么形成的，目前还缺乏统一的认识。



图 6.9　乌尔王陵出土的神话故事嵌板(Brown，2002b)



图 6.10　阿卡德君主的印章(Brown，2002b)

自从 Weiss 等(1993)提出干旱可能是阿卡德王国解体的原因后，十余年来两河流域环境考古研究有了很大的进展。原来的研究仅限于叙利亚哈布尔平原，后来扩展到两河流域的源头土耳其托罗斯山及伊朗扎格罗斯山，以及西面的巴勒斯坦和东面的阿曼湾。表 6.5 说明在 2200—1900BC 之间两河流域有一个持续的干旱期。其时间尺度大体上与上面谈到的阿卡德王国解体后的两个世纪相适应。

表 6.5　4.2 ka 气候干旱的证据

地点	代用资料	时间	文献
巴勒斯坦	死海水位	2200BC	Frumkin，1991
近东湖泊	树木孢粉	2200—1950BC	van Zeist，1991
巴勒斯坦	洞穴同位素	2150—1900BC	Issar *et al*.，1992
土耳其凡湖	石英含量	4.2—4.0kaBP	Lemcke，1997
叙利亚台尔·雷兰	玻璃碎片	2200—1900BC	Courty and Weiss，1997
阿曼湾	白云石尘	2300BC	de Menocal，2001

6.2.3　印度河古文明的衰落

19—20 世纪考古学家发现了印度河哈拉帕文明(表 6.6)。文明延续约 800 a(2600—1800BC)。这个文明的遗址北起喜马拉雅山南麓，南濒阿拉伯海，东迄印度首都新德里，西抵近日巴基斯坦与伊朗交界

地区，其覆盖地域达 5.5 km×105 km 以上。文明遗址达 250 多处，远远超过同时存在的两河流域苏美尔文明。但是印度河文明于 1800BC 前后突然衰落了(图 6.11，图 6.12)。最初人们把这归之于雅利安人的入侵。后来证实雅利安人的入侵在 1500BC，比文明的衰落晚了 300 a。所以现在大多数人已不再把哈拉帕文明的衰落归之于雅利安人的入侵。但是究竟是什么原因使文明突然衰落呢？赵伯乐(1999)与谢崇安(2002)均认为环境破坏可能是文明衰落的原因：大约 2400BC 南亚次大陆降雨量比以前有明显的增加，随着人口的增加，大面积垦荒，破坏了植被，水土流失，造成洪水、摩亨佐达罗就有不止一次毁于洪水的证据。更多的作者则强调干旱、地震等自然灾害，同时指出在 1900—1800BC 印度河曾经有一次改道(表 6.6)。

表 6.6 印度河文明的兴衰

开始(BC)	鼎盛(BC)	衰亡(BC)	衰落原因(BC)	文献
2500	2300	1700	外族入侵	Thapar，1990
2400	2200—2000	1800	水土流失，河流改道，干旱	朱龙华，1991
2500		1700	环境破坏	赵伯乐，1999
2600		1900	洪水，河流改道	Kenoyer，2000
2600		1800	河流改道洪水	Brown，2002d
2600		1900	环境破坏	谢崇安，2002
2600	2000	1800	河流改道	西代锡，2003

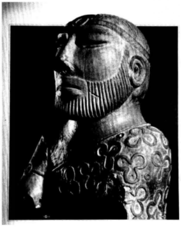


图 6.11 摩亨佐 · 达罗出土的石像(Brown，2002d)



图 6.12 摩亨佐 · 达罗出土的印章(Brown，2002d)

古气候资料表明，3.5 ka 印度西北湖泊干涸，反映当时存在一个较长的干旱时期。Singh 等(1972)及 Bryson 与 Swain(1981)研究了印度西北拉贾斯坦的湖泊水位，用以推测全新世季风降水的变化。结果一致表明，3.7～3.5 ka 年降水量及夏季风降水均显著减少。这时在全新世初形成的伦卡兰萨淡水湖开始咸化，淡水植物被咸水植物取代。湖泊在几个世纪内干涸，沙丘重新活化。Bentaleb 等(1997)根据印度西南卡里纳迪河口加尔瓦尔的陆架岩芯，研究了全新世的植被变化，指出 3.5 ka，树木孢粉减少，特别美洲红树减少，而热带草原孢粉增加，有机碳同位素比增加。这表示海洋有机物增加，而陆地有机物减少，即卡里纳迪河流量减少。所以这些证据表明，这时湿度下降，雨季缩短，因此，长期的干旱可能是哈拉帕文明衰落的主要原因。至少是主要原因之一。

6.2.4 中华古文明的更替

孔昭宸等(1992)研究了大暖期 8.0～3.0 ka 中国北方的植被变化，指出这同新石器时代的文化发展相适应，并根据仇士华等(1990)的工作，列出这段时期中原地区、山东地区、甘青地区及内蒙古东北地区考古文明的发展表。在这个表中上述四个地区在 4.0 ka 前后一致发生了考古文化的交替。2000BC 之

前是中国新石器时代的末期，以山东龙山文化为代表。可以称为龙山时代。中国通史（白奉彝总主编，苏秉琦主编，1994）列出了龙山时代的五个考古文化，这就是：（山东）龙山文化，中原龙山文化（图 6.9），齐家文化，良渚文化及石家河文化。前三种文化分别属黄河下、中、上游，后两个属长江下游及中游。表 6.7中，除了中原龙山文化之外，（山东）龙山文化为岳石文化取代，而岳石文化范围缩小，遗址数量骤减（高广仁，邵望平，1984）。齐家文化，良渚文化及石家河文化均衰落。此外，蒙古的老虎山文化（方修琦，张兰生，1998）及燕辽地区红山文化（邓辉，1997）也在 2000BC 前后衰落。由此可见，2000BC 前后中华大地发生了广泛的文化交替，旧的文化衰落。

6.7　龙山时代的考古学文化

名称	地域	时间	衰落原因
（山东）龙山文化	黄河下游	2600—2000BC 白奉彝，苏秉琦，1994	洪水　俞伟超，1992
中原龙山文化	黄河中游	2600—2000BC 白奉彝，苏秉琦，1994	
齐家文化	黄河上游	4200—3800BC 水涛，2000	冷　水涛，2000；王宁青，1992， 干旱　方修琦，张兰生，1998
良渚文化	长江下游	3300—2000BC 严文明，2000	洪水　俞伟超，1992；石兴邦，1999， 战争　任式楠，1996
石家河文化	长江中游	2600—2000BC 任式楠，1996	环境破坏　何驽，1994， 洪水　俞伟超，1992

是什么原因造成了 2000BC 前后考古文化的交替呢？吴文祥与刘东生（2001）强调了冷事件的作用，但是干旱、洪水可能也有重要的影响（表 6.8）。不过北方洪水事件发生的时间似乎要早于干旱，这是同中国古代五帝即龙山时代洪水传说一致的。自然灾害促进了战争，龙山时代几乎就是族团（或酋邦）战争的时代（郭文，2001）。战争结果，2070BC 建立了统一的夏朝（夏商周断代工程专家组，2000）。



图 6.13　河南中原龙山文化古城墙（严文明等，2006）

表 6.8　中国 4.0 ka 气候突变的证据（日历年）

地点	时间（ka）	气候特点	文献
中国北方	4.2	强降温	吕厚远，1991
中国北方	3.5（^{14}C 年）	降温 3℃	张兰生，1997
蒙古岱海	4.0	冷事件	田广金，2000
河北怀来	4.8—4.2	显著变冷	靳桂云，刘东生，2001
华北平原	4.4—4.0	洪水	杨怀仁，1993
长江三角洲	4.8—4.0	洪水	张强，姜彤，2003
中国北方	4.0	干旱	Guo G T，2000
豫西	4.0—3.5	干旱	方孝廉，2000

6.3　中国五帝时代(6—4 ka)的气候



图 6.14　轩辕黄帝像(龚书铎,刘德麟,2006)

历史学研究表明,古代文献如《史记》记载的五帝:黄帝(图 6.14)、颛顼、帝喾、唐尧、虞舜,可能应该视为一个时代,而不局限于五个人。获得较多支持的观点是:这个时代约在 6～4 ka,而且也不限于华夏集团,至少还包括东夷集团、苗蛮集团等。因此,从地望上讲,也不限于中原地区,即也包括东部沿海及长江中游。

考古学研究表明,6～4 ka 正是新石器时代晚期,后期可称为铜石并用时代。从考古文化来看,中原地区为仰韶文化中、晚期到龙山文化。东部地区为大汶口文化及(山东)龙山文化。其中在 3500BC 是仰韶文化中、晚期的交界,以及大汶口文化早、中期的交界。

环境考古研究表明,6～4 ka 是一个由湿润气候向干旱气候转变的过渡时期。特别 6.0～5.6 ka 有湿润气候的证据。4 ka 前后则明显进入晚全新世的干旱期,在此期间还包括 5.5 ka 和 4.2～4.0 ka 两次气候突变。

现代气候资料及模拟研究表明,由早、中全新世的湿润气候向晚全新世的干旱气候转变的主要原因为岁差变化。但是,5.5 ka 及 4.2～4.0 ka 的两次冷干气候突变,则可能与热盐环流的突然减弱有关,而热盐环流减弱可能是太阳活动减弱的结果。

文章为什么要冠以五帝时代,一个主要目的就是要把中华文明的发展与气候环境的变化联系起来。现在越来越多的研究把历史文献记载,包括神话、传说与现代考古,包括环境考古的成果结合起来。对于那一段遥远的神话与传说时期,从一片迷雾中逐渐显露出一些影像。但是,这又是多么弥足珍贵的影像。大家知道,五帝时代中华大地已经出现了文明的萌芽。正是五帝时代打下了中国历史上艳称三代的夏、商、周文明发展的基础。因此,认识五帝时代的中国气候环境对研究全新世中国的气候变化及其对中华古文明发展的影响有重要意义。本文试图主要根据环境考古和古气候记录,探讨这段时间的气候变化特征,并引用现代气候观测及古气候模拟研究,来认识这段时期气候变化形成的物理机制。

6.3.1　五帝时代

(1)五帝时代是一个历史时期

五帝究竟指何人,至少有五、六种说法(董立章,1999;许顺湛,2005;韩建业等,2006),分析比较各种说法的优劣是历史学家的任务,不应该也不可能在本文中进行研究。我们只是根据大多数历史学家的见解,倾向于支持司马迁在《史记·五帝本纪》中的提法,即五帝为黄帝、颛顼、帝喾、唐尧、虞舜。但是,五帝并非限于五个人,这在历史界已经有了共识(白寿彝总主编,苏秉琦主编,1994)。因此,可以认为五帝时代为一个时期,不过,五帝均属于华夏集团,而当时至少还有东夷集团、苗蛮集团、百越集团等活跃在中华大地。所以,也有人对五帝的提法有不同的见解(郭永秉,2008)。但是考虑到五帝时代的远古史确实以华夏为主体,因此用这个名称,代表一个时代还是可取的(韩建业等,2006)。

(2)五帝时代存在的时间

司马迁在《史记》中并未指出五帝存在于何时。近来有一些历史学家的著作,给出黄帝(当然不限于一个人)到虞舜活动的时间,但是分歧很大。董立章(1999)认为在 3706—2146BC,许顺湛(2005)给出 4420—2100BC,韩建业等(2006)得到的是更粗略的时间 5000—1900BC。也许还有更多的不同的见解,这里不必一一列举。现在夏商周断代工程(2000)已经推断夏朝开始于 2070BC。所以,如果把五帝时代看作夏、商、周三代之前的时期,即可以用许顺湛的观点为基础把研究限于 6～4 ka,并冠以五帝时代。

(3)五帝时代的地望

炎黄集团最早发祥于渭水流域。其中黄帝氏族之扩展乃自陕西渡河,沿中条山、太行山边,主要在黄河

以北，向东北行而至河北大平原，以后又从河北大平原扩展至中原地区。五帝活动应该主要在这个地区（白寿彝总主编，苏秉琦主编，1994a）。但是，上面已经指出五帝时代只是一个代表名称，并不排除与东夷集团、苗蛮集团的斗争与相互影响。东夷集团在中原的东方，苗蛮集团在长江中游一带（白寿彝总主编，苏秉琦主编，1994a）。炎黄集团活动的中原地区考古文化属于仰韶文化中、晚期（4000—2900BC）到龙山文化（2500—2000BC）。东夷集团活动的中原东部考古文化为大汶口文化（4200—2500BC）与（山东）龙山文化（2500—2000BC）。苗蛮集团活动的长江中游为大溪文化（4200—3000BC）、屈家岭文化（3000—2400BC）（张绪球，2004）及石家河文化（2500—2200BC）。但是，五帝各对应哪一种考古文化，不同作者的意见常有不少分歧（张碧波，2007）。韩建业等（2006）认为，黄帝与仰韶文化联系，颛顼和帝喾与大汶口文化联系。唐尧、虞舜则分别与龙山文化的陶寺类型及造律台类型相联系。既然，五帝时代是一个时期，而不拘泥于某一个人。所以，在这里也就不再讨论与五帝对应的具体考古文化类型。总而言之，谈到五帝时代，如果以炎黄集团为核心，则其地望应以中原地区为主。但是，如果放眼中华古文明整体，则不排斥扩展到东部沿海及长江中游。

6.3.2　考古与历史证据

（1）6～4 kaBP 考古文化的演变趋势

仰韶时期（5000—3000BC）（赵春青、秦文生，2001）与大暖期鼎盛阶段（7.2～6.0 ka）大体同时（施雅风主编，孔昭宸副主编，1992）。在河南，20 世纪 90 年代以前发现了大约 800 处仰韶文化遗址，比裴李岗文化（6100—5000BC）（李友谋，2003）遗址多十倍。然而，低地的仰韶遗址面积小且分散，在高地和低地之间的过渡地带，仰韶文化遗址分布则相当密集。这表明低地水域面积扩大。但是，到了龙山时期（2600—2000BC）（张学海，2006）气候较前凉爽、干燥，中原湖泊沼泽地规模减小，可耕面积增加。龙山文化遗址在地势较低处增加最快。江南辉县孟庄夯土城始建于 2400BC，在龙山末期（约 2100BC）被洪水冲毁。二里头时期（1900—1500BC）城墙又被修复，遗址被再次使用（刘莉，2007）。

大汶口文化（4100—2600BC）约持续 1500 a，龙山文化（2600—2000BC）约持续 600 a。但是，龙山文化遗址的范围为大汶口文化遗址的 4 倍。龙山文化之后的岳石文化仅为龙山时期的 14%，这些考古文化的发展演变可能说明 6～4 ka 总的气候特征由湿润向干旱发展。

（2）3500BC 的考古文化演替

《中国通史》第二卷远古时代（白寿彝总主编，苏秉琦主编，1994b）把 3500BC—2000BC 定义为铜石并用时代。3500BC 是一个重要的转折点，也是考古文化交替的重要分界线。首先，这是中原地区仰韶文化中期与晚期分界线（巩启明，2002）。仰韶晚期打制石器几乎绝迹，磨制石器的数量和质量均达到相当水平。当时已形成男耕女织的自然经济。半地穴式房屋已很少见，聚落群和中心聚落更突出，已出现了最早的城市，向着文明社会迈进了一大步。

这段时期中华大地上另一个考古文化中心即大汶口文化，其地望主要在淮河以北、黄河下游以南（高广仁等，2004）。大汶口文化可分为早、中、晚三期，年代约为 4200—3500BC，3500—3000BC 及 3000—2600BC。3500BC 正是早、中期的分界线。中期聚落分化加快，农业、畜牧业均有明显发展。表现为：出现新的农具如肩石铲、骨锄、蚌刀等。窖穴粮食遗存说明粮食生产有剩余。家畜饲养猪的数量增加。制陶技术明显进步，灰黑陶所占比重迅速增加。当然，目前还不能像指纹识别一样，确切指出考古文化交替与气候波动的具体关系。但是，一种考古文化为另一种考古文化替代，很可能有环境变化，其中包括气候变化的影响。

（3）大禹治水

在古代史料中有大量关于尧、舜、禹时期洪水的记载（图 6.15），举其要者如下：

（1）“汤工洪水方割，汤工怀山襄陵，浩浩滔天”（《尚书·尧典》）

（2）“当尧之时，天下犹未平，洪水横流，泛滥于天下”（《孟子·藤文公》）

（3）“舜之时，共工振滔洪水，以薄空桑”（《淮南子·本经训》）

（4）“禹之时，十年九潦”（《庄子·秋水》）

（5）“禹七年水”（《墨子·七患》）

（6）“洪水茫茫，禹敷下土方”（《诗经·长发》）

这些典藉均是历史学的经典文献，简单介绍见附录 2。已经有作者把唐尧与龙山文化陶寺类型联系起来。龙山文化约在 4.5～4.0 ka(张江凯等，2004)，而尧、舜的时期约在 2250BC 之后，即龙山文化后期。夏朝则开始 2070BC(夏商周断代工程专家组，2000)。因此，根据各种史料可以认为约在 4.2～4.1 ka±50 a 中国有一个气候湿润期(王绍武等，2006；徐旭生，2003)，从 4.2 ka 到 4.0 ka 有一个由湿到干的气候突变，进入夏朝之后则为持续的干旱期(王绍武等，2007)。“大禹治水”即发生在气候由湿到干的转换期。



图 6.15 夏禹像(赵春青，秦文生，2001)

关于“大禹治水”，司马迁在《史记》纪[一]夏本纪第二中有较为详细的记载。在《史记·夏本纪·索隐述赞》中有一段概括的总结：“尧遭鸿水，黎人阻饥。禹勤沟洫，手足胼胝”言乘四载，动履四时。娶妻有日，过门不私。九土既理，玄圭锡兹”。总之，洪水得到治理，人民得以“平土而居”(李亚光，2003)。有关“大禹治水”的史料，可以参看《三代记事本末》(黄中业，1999)。关于 4 ka 洪水也有不少考古研究，表明这个洪水期在中国北方最突出(夏正楷等，2003；崔建新等，2003；梁述杰，雷太宝，2000)。也有的作者指出洪水的治理促进了文明的发展(黄正术，2003；李亚光，2003)。“大禹治水”之成功，说明有洪水，但是经过治理洪水得到了控制。不过，除了治水之外，有的作者指出环境的变化也有利于治水：例如，(1)气候变得干旱(王绍武等，2007)，(2)黄河下游河道变迁(王清，1999)。4 ka 之前黄河是经淮北、苏北平原入黄海，而在 4 ka 前后改经河北平原入渤海。这可以从渤海湾和苏北沿海的贝壳砂堤得到证实。

6.3.3 古气候证据

为了分析 6～4 ka 中国气候，收集了 30 个站的代用资料，30 个站分布在 30°—44°N，100°—130°E 之间的中国大陆。代用资料序列中孢粉 16 个，其他为黄土磁化率、黄土粒度、TOC、LOI、OM、$\delta^{13}C$ 及 $\delta^{18}O$。大部分资料反映的是气候湿润度。在分析中简称为湿、干。由于各序列因次不同，我们把序列转换为无因次的气候湿润度指数，用 5—1 级表示由湿到干。划级的标准参考目前气候预测中 5 级制，1 级、5 级的频率约 12.5%，2 级、4 级的频率各 25%。在实际应用中 3 级的频率一般略高，常有 30%，而 2 级和 4 级的频率则略低于 25%。划级是考虑全新世来决定的。为了照顾时间分辨率低的序列，取 200 a 时间间隔读数，即 6.0，5.8，5.6，…，4.0 ka 共 11 个时间点。30 个序列的经纬度，代用资料，原作者及文献见本章附录 1。图 6.16 为 30 个序列的站点分布。分析区域的选定主要考虑到五帝时代考古文化的地望。可惜豫东、鲁西、冀南及苏北的中原地区，尽管十分重要，却缺少高分辨率的序列。所以，为了绘图的完整，增加了长江下游及辽东。

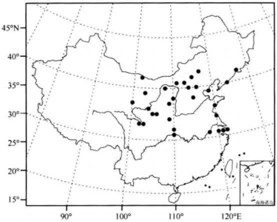


图 6.16 采用资料站点分布图(资料见附录 6.1)(王绍武等，2011)

图 6.17 给出研究区全区平均，北部 14 个站平均，及南部 16 个站平均气候湿润度指数。表 6.9 给出全区、北部及南部各级气候湿润度指数在 6.0，5.8，…，4.0 ka 出现的次数。由图 6.17 及表 6.9 可以得到结论：(1)6.0 ka 到 4.0 ka 全区平均级别由 3.6 下降到 2.5，说明气候由湿润转变为干旱。(2)北部 5.6 ka 及 5.2 ka 气候湿润度急剧下降，(3)南部在 5.0 ka，北部在 4.4 ka 气候湿润度有所回升，但湿润程度不如 6.0～5.8 ka。

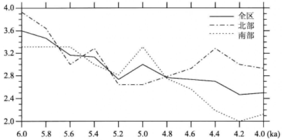


图 6.17　6～4 ka 全区、北部及南部平均气候湿润度指数(王绍武等，2011)

表 6.9　6～4 ka 全区(上)、北部(中)及南部(下)各级气候湿润度指数出现频次(ka)(王绍武等，2011)

全区	6.0	5.8	5.6	5.4	5.2	5.0	4.8	4.6	4.4	4.2	4.0	合计	%
5	8	6	5	2	4	0	4	2	4	2	1	38	11.5
4	10	10	10	10	3	12	6	5	2	5	5	78	23.6
3	5	9	6	9	11	9	5	9	10	7	7	87	26.4
2	6	2	3	8	5	6	9	11	9	7	12	78	23.6
1	1	3	6	1	7	3	6	3	5	9	5	49	14.9
北部	6.0	5.8	5.6	5.4	5.2	5.0	4.8	4.6	4.4	4.2	4.0	合计	%
5	5	5	3	1	2	0	4	0	3	2	1	28	18.2
4	5	4	4	5	1	4	2	3	2	4	4	38	24.7
3	2	2	1	5	4	2	0	3	6	3	4	32	20.8
2	2	1	2	3	4	5	3	4	2	2	3	31	20.1
1	0	2	4	0	3	3	5	2	1	3	2	25	16.2
南部	6.0	5.8	5.6	5.4	5.2	5.0	4.8	4.6	4.4	4.2	4.0	合计	%
5	3	1	2	1	2	0	0	0	1	0	0	10	5.7
4	5	6	6	5	2	8	4	2	0	1	1	40	22.7
3	3	7	5	4	7	7	5	6	4	4	3	55	31.3
2	4	1	1	5	1	1	6	7	7	5	9	47	26.7
1	1	1	2	1	4	0	1	1	4	6	3	24	13.6

6.4　4 ka 气候突变与中华古文明

《夏商周断代工程》(夏商周断代工程专家组，2000)近来已确认，夏朝开始于 2070BC。大多数历史学家公认，中华民族从夏朝开始进入文明时代(邹衡，1998；江林昌，2001)，开始了中华民族灿烂辉煌的历史时期。

20 世纪 90 年代，Weiss 等(1993)(Weiss，1997)率先提出 2200BC 的干旱可能是两河流域阿卡德王国解体的原因，古埃及第一中间期(2181—2040BC)也同干旱有关；de Menocal(2001)认为玛雅文明及秘鲁文明的衰落均可能是长期干旱的结果；最近吴文祥等(2001；2002)的研究指出，5.5 ka 与 4.0 ka 两次气候突变的冷事件对中华文明的诞生有重要影响。

本节重点研究夏朝立国前后的气候突变及其可能对中华文明发展的影响，值得强调的是，这是一次

由洪水到干旱的气候突变。

6.4.1 新石器时代气候的考古证据

进入全新世之后开始了考古学上的新石器时代，一般认为中国的新石器时代始于 10.0 ka，8.0～4.0 ka是新石器时代最重要的 4 ka(白寿彝总主编，苏秉琦主编，1994；王守春，1992)，这 4 ka 又可划分为三个阶段：前仰韶文化(8～7 ka)，仰韶文化(7～5 ka)及龙山文化(5～4 ka)。前仰韶文化阶段的特点是农业迅速发展，这反映当时有一定适宜的气候条件；这期间的遗址大都处于平原与丘陵的交界地带，遗址的范围都不大，形成的堆积也比较薄，粮食遗骸大都属于耐旱的粟类作物，说明气候条件仍不是十分优越。根据孢粉重建的气温序列，这时刚刚进入大暖期(施少华，1992)。

新石器时代的第二个阶段仰韶文化分布较广，大体以陕西的关中、山西南部和河南大部分地区为中心，西到甘肃境内的洮河流域，东到河北中部，南端沿汉水进入湖北，北达内蒙古南部。著名的半坡村遗址，总面积约有 10 万多平方米，是一个原始氏族公社时期的聚落(村落)，同样性质的遗址在黄河中、下游有一千余处。由于农业的成熟发展，人们过着较长时期的定居生活。对陕西新石器时代古文化遗址的^{14}C 测年显示(施少华，1992)，在 8.0～4.0 ka 期间的 6.5～6.0 ka 时段测年数据有明显的峰值，对出土粟的^{14}C 年龄统计也表明年代出现的频率在 6.5～6.0 ka 最高，说明仰韶中期气候条件可能最为优越。根据孢粉重建的气温序列，这是大暖期的核心时期(施雅风主编，孔昭宸副主编，1992)。

在 4.8～4.0 ka 的龙山文化阶段，不同地区有自己的特点，可进一步划分为山东龙山文化，河南(或中原)龙山文化等。龙山文化遗址的分布，在北面和西面均未超出仰韶文化的范围；在黄河中游地区，特别是关中地区，龙山文化遗址的密度明显地比仰韶文化低。当时陕西古文化遗址及粟的^{14}C 测年数据频率在 5.0～4.0 ka 比 7.0～6.0 ka 约减少一半(施少华，1992)，这可能说明龙山文化时期的气候比仰韶时期有所恶化。根据孢粉重建的气温序列，这时尽管仍处于大暖期中，但气温已有下降趋势，这段时期结束时发生了 4.0 ka 的冷事件(施少华，1992)。

8.0～3.5 ka 为中国的大暖期，新石器时代就发生在大暖期中，正是这段时期酝酿了中华文明。

6.4.2 中华古文明的诞生与气候突变

邹衡在 1987 年就明确指出中国从夏朝开始进入文明的时期(邹衡，1998)，江林昌(2001)根据最新的资料，对此作了比较系统的分析。首先，从商代后期，即盘庚迁殷(1300BC)以后，小屯的宗庙宫殿即当时的王都周围有手工业作坊，说明已是一个有相当规模的城市；殷墟出土的青铜器数量繁多制作精美；殷墟出土的有字甲骨达十几万片，可以肯定的单字达 5000 多个，从甲骨文可知当时的文字已相当成熟。从以上几个方面来看，以安阳殷墟为代表的商代后期，已是一个相当成熟的文明时期。

从商汤建国(1600BC)到盘庚迁殷之前为商代前期，如可能是亳都的偃师商城、郑州商城均有方正的城墙，城内有宗庙、宫殿。在郑州商城外，先后发现了三座青铜器窖藏坑，包括形制巨大的大方鼎、大圆鼎以及多种祭祀用的礼器和青铜兵器。在郑州商城东南的二里岗遗址发现了两片有字甲骨。经鉴定是习刻字骨，这说明在商代前期确定已经有甲骨文存在。实际上商代后期的成熟的甲骨文，显然不可能是刚刚发展起来的。因此，可以认为商代前期也是相当发达的文明时期(江林昌，2001)。

现在一般都承认二里头文化一期至四期均为夏代文化，但是^{14}C 测年表明一期也不过在公元前 19 世纪，与先前确定的夏朝开始(2070BC)尚有不小差距。^{14}C 分析表明河南龙山文化晚期王城岗四期、五期约在 2050—1985BC 及 2030—1965BC，应该也属于夏朝。二里头的遗址则有大型宫殿建筑基址，它可能是集会、祭祀、行礼或发布政令的场所，并发现了大型铸铜遗址。二里头出土青铜器数量种类繁多，生产工具多出自遗址，兵器、礼器出自墓葬；在二里头遗址出土的陶器上发现了 24 种刻画符号，有的可能就是当时的文字。以上分析表明二里头文明是已发展到一定阶段的文明。种种信息说明，夏文化确已进入了文明时期，代表了中华文明的诞生(江林昌，2001)。

从近万年中国气温变化来看(施少华，1992)，整个文明的酝酿时期均处于大暖期中，显然，温暖潮湿的气候适于生存，给文明的发展创造了条件。但是文明的诞生不仅与这个大的气候背景有关，气候突变

也有很大影响，特别是夏朝立国前的洪水及其后的干旱，可能在中华文明的诞生中起了催生的作用。

6.4.3 洪水的历史记载与古环境证据

《史记·夏本纪》记载"帝尧之时，洪水滔天"，禹居外十三年，三过家门而不入，终于治服了洪水。大禹治水在各种古代文献中有大量记载，《中国通史·第三卷》(白奉彝总编，徐喜辰等主编，1994)指出中国原始社会的末期可以分为四大族属集团，古代人们与洪水搏斗的故事就发生在炎黄族属集团，同时还得到了东夷族属集团的支持。洪水发生在尧舜禹时期，但是人们一般不把"三皇五帝"看成个人，而是看成部族。尧舜时期处于考古学上的龙山文化时期(许顺湛，1999)，大体上相当2500—2000BC(江林昌，2001)。在4 ka前黄河可能有一次改道，由流经淮北苏北平原入黄海，改道纵贯河北平原中部入渤海，因此很可能洪水滔天也同黄河的泛滥改道有关(王清，1999)。徐旭生在《中国古代史的传说时代》(2003)中用了很大篇幅研究了洪水，指出这次洪水发生于公元前第三个千年的后期，地望在兖州、豫州与徐州的部分地区，即大体上今黄河中、下游一带。

此外，有人认为当时的洪水不限于黄河(王纯五，1999)，但也有人认为只有山东西部的兖州真正发生过洪水(景以恩，1999)。徐旭生(2003)强调治水仅限于兖州及豫州与徐州的部分地区，不过其他地区如长江下游虽然不是治水的范围，但也不能排除发生过洪水。关于洪水的范围还是一个有待进一步研究的问题。以上分析表明，公元前第三个千年的后期在黄河中、下游有过一个洪水时期的可能性是很大的。但有人认为至今尚未发现大禹治水的工程遗迹，因此，对治水产生怀疑。徐旭生指出不可能用今天的水利工程的眼光去看4000年前的治水工作(徐旭生，2003)，同时，当时的地理环境，特别在东部平原与现在有很大不同，这也是研究中必须注意的。那时湖泊纵横，仅黄河以北，太行山以东就有近50个湖泊，黄河以南、长江以北有140个湖泊，董琦(2000)在他的《虞夏时期的中原》一书中，就曾详细讨论了这个问题。

夏正楷等(2003)根据河南新寨古气候及考古资料推断，在二里头文化之前有一个洪水期，认为这就是夏朝立国之前的洪水，但是作者给出的日历年似乎偏晚。后来夏正楷与杨晓燕(2003)综合分析了自青海东部，经过甘肃到山西、河南及北京古气候与考古资料，指出中国北方在4 ka前后有一个范围广阔的洪水期，洪水的时间与史料基本吻合。梁亮等(2003)根据河南软体动物化石，推断洪水期峰值在4.3 ka前后，相当尧舜禹时代的中期(江林昌，2001)。崔建新等(2003)综合了大量古环境与考古记录，证明在4 ka之前有洪水；此外，还有不少作者也提出了洪水的证据(侯光良等，2004；殷春敏等，2001)。因此，可以认为史书上记载的洪水，得到了古气候、古环境及考古学证据的证实。

6.4.4 气候变干的古气候、古环境与考古证据

大禹治水以后，2000 a中洪水的记载很少，甚至黄河也是到一千多年以后的周定王(公元前7世纪)时期才再次改道。有人认为这是治水的功劳，但也有人认为这同气候转为干旱有关(杨怀仁，1993)。但是，对于夏朝立国前后气候是否转为干旱，尚未发现明确的历史记载。史书中"羿射十日"可能反映的是帝尧时的炎热气候，并不在夏代。后来乱夏政的后羿是射日的羿的后代不是一回事(盛振华，2003)。所以，这些均不能作为夏朝立国前后干旱的证据。有关证据主要来源于古气候、古环境的资料。

方修琦，张兰生(1998)曾综合了各方面的资料，论证了3.7～3.5 ka前后在我国北方农牧交错带发生的一次降水量由多到少的气候突变，根据树木年轮校正，这大约相当于2100—1800BC。有关资料综述如下：

(1)内蒙古自治区呼和浩特附近大青山调角海子孢粉分析表明，6.7 ka年平均气温比现代高2～3℃，年降水量高100 mm以上；3.7～3.5 ka木本花粉含量降低到50%左右(方修琦、张兰生，1998；方修琦等，2002)。

(2)3.7～3.5 ka调角海子剖面中水生藻类突然显著减少，而莎草科植物繁盛，这说明湖泊的水量显著减少(方修琦，张兰生，1998；方修琦等2002)。

(3)内蒙古自治区呼和浩特附近岱海为一内流的微咸水湖，湖泊主要靠河流和大气降水补给，分析表明高湖面一直持续到4.0 ka(王苏民等，1992)。

(4)河套中毛乌素沙地边缘的榆林古土壤磁化率在4.8 ka和4.35 ka曾达30、40，而3.5 ka以后一

直到现代不超过 10～15，说明气候趋于冷干；内蒙古自治区东部科尔沁沙地，也反映了类似的特点（高尚玉等，1992）。

（5）青海湖是我国最大的内陆半咸水湖，地处东南季风、西南季风和西风的交汇带。分析表明，7.6～3.5 ka 以乔木植物花粉占优势，湖泊生物量增加，湖水淡化，说明季风强，降水量多；3.5 ka 木本花粉量减少，有机碳下降，而碳酸盐含量增加，说明降水量减少（王苏民等，1992）。根据孔昭宸等（1992）用孢粉重建的近万年青海湖气温与降水量变化曲线，在 3.5 ka 降水量最低，比 4.0 ka 下降了 20%左右。

（6）孔昭宸等（1992）分析了中国北方全新世植物群落的变化，山西阳高王官屯的剖面表明，孢粉总含量在 6.0～5.0 ka 为 70%～80%，到 4.0 ka 前后下降到 40%，表明气候向冷干发展。

（7）方修琦，张兰生（1998）曾总结了对这段时期考古文化的研究，指出内蒙古自治区鄂尔多斯朱开沟文化（日历年 4.2～3.5 ka）从农业文化向牧业文化转变；内蒙古自治区赤峰地区夏家店文化（日历年 4.0～3.5 ka）中不见深耕农具，羊、马、牛家畜增多；甘肃省东北部葫芦河流域齐家文化（日历年 4.2～4.0 ka）农业北界较其前的常山下层文化南退了一个纬距；甘肃境内其他齐家文化遗址亦显示以羊为主的畜牧业较以前有进一步发展。所有这些都支持由多水到气候干旱转变的论点。

这些资料表明 2100—1800BC 间中国北方自青海经甘肃、山西到内蒙古自治区东部降水量确有明显下降，以青海湖的孢粉分析为例，降水量减少 20%以上，时间在 300 a 以内。

6.5 中国夏商周三代（4—2 ka）的干旱

中国有丰富的史料，记录了大量的干旱、洪涝、严寒、大风雪等气候事件。《中国五百年旱涝图集》的编制出版（中国气象科学研究院，1981），标志着利用史料研究气候变化的巨大成就。后来张德二把旱涝序列向前延长到 2 ka（Zhang，2005），最近又出版了《中国三千年气象记录总集》（张德二，2004），对收集、整理中国有关气候变化的史料做了大量的工作。张丕远，王铮（1994），郑景云，王绍武（2005）也分析了 2 ka以来中国东部的旱涝变化，并与中国西部进行了对比。研究表明（王绍武，2005；王绍武，黄建斌（2006），4 ka 有湿润气候向干旱气候的突变。但是对 4～2 ka 的气候特点还缺少专门的研究。至少在利用史料研究中国的气候变化中，这是一段空白时期。4～2 ka 大体上包括夏朝（建立于 2070 BC）、商朝（建立于 1600 BC）、西周（1046—771 BC）、春秋（770—476 BC）和战国（475—221 BC），所以简称夏商周三代。

虽然，这段时间距今远矣，但是如果仔细发掘，仍有史料可以参考（图 6.18，图 6.19）。当然其数量不可能与五百年旱涝图涵盖的时期相比拟。因此，本节的第一个重点是收集整理有关这段时期气候变化的史料，提取有用的气候信息。不过，史料的缺点是：记载的解释、地理位置、时间范围均有不确定性。因此，需要与古环境资料作对比分析。幸好，近十余年发表了大量的高分辨率古环境资料。所以，本节的第二个重点，就是收集整理有关的古环境资料。另外，近来古气候模拟也有了很大进展，可以通过气候模拟研究气候变化形成的原因。有不少研究证明地球轨道要素岁差的变化是早全新世非洲湿润期的成因

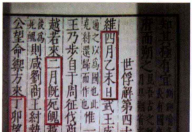


图 6.18 古代文献“世俘”，记载了武王伐纣（盛振华，2003）



图 6.19 利簋及武王克商铭文（严文明等，2006）

(Kutzbach,1981;COHMAP Members,1988;Kutzbach *et al*. 1998)。因此本节的第三个重点是通过大气环流模式,模拟岁差变化对4~2 ka中国气候变化的影响。对于中国这样一个深受季风影响的国度,气候湿润度的变化对社会的发展有重要的意义,所以本节专门分析4~2 ka的干旱。

6.5.1 干旱的史料

本文所引用的史料取自《中国三千年气象记录总集》(张德二,2004)、《古本竹书纪年》、《国语》、《诗经》,扼要介绍见本章附录6.8.2。需要说明:有个别史料是记载某一年的,但是我们这里讨论的是气候变化,因此把个别年视为气候变化的特征。例如,100 a中有几次干旱记载,但是没有或很少湿润记录,即认为这100 a气候特征为干旱。考虑到史料时间的不确定性和气候变化的特点,以及与古环境资料比较,一律用ka表示,分辨率取100 a,即0.1 ka。

(1)夏末商初的干旱(3.6~3.5 ka)

·"胤甲居于河西,天有妖孽,十日并出"(古本《竹书纪年》)。十日并出可以认为反映气候酷热,这可能与干旱有关。这条记载指的是胤甲在位的最后一年。胤甲是夏朝倒数第五位帝王。其后有孔甲、昊、发、癸,分别在位9 a、3 a、7 a、31 a,合计50 a。如果把商朝建立定为1600 BC,则此事件约发生于1650 BC前后,即约3.6 ka。

·"昔伊、洛竭而夏亡"(《国语·周语》)。伊水、洛水地近夏朝的中心。1600 BC夏朝灭亡,干旱应发生于3.55 ka之前。

·"汤有七年之旱"(《汉书·食货志》)。"昔者汤克夏而正天下,天大旱,五年不收"(《吕氏春秋·顺民篇》)。"成汤十有八祀大旱"(《通鉴前编》)。"成汤二十至二十四年大旱"(《古今图书集成·历象汇编·庶徵典》)。"十九年大旱"、"二十年大旱"、"二十一年大旱"、"二十二年大旱""二十三年大旱""二十四年大旱"(今本《竹书纪年》)。这些干旱事件应发生于3.55 ka之后。

综上所述,可以认为3.6~3.5 ka气候干旱。

(2)商末的干旱(3.1~3.0 ka)

·"太丁三年,洹水一日三绝"(古本《竹书纪年》)。太丁即文丁,按《夏商周断代工程》,于1112—1102 BC在位。三年为1110 BC,即距今3060年。

·"河竭而商亡"(《国语·周语》)。河指黄河。商朝灭亡在1046 BC,即距今2996年。河竭应在此之前。

因此,可以认为3.1~3.0 ka气候干旱。

(3)西周末的干旱(2.8~2.7 ka)

·"周厉王二十二年至二十六年皆大旱"(《古今图书集成·历象汇编·庶徵典》)。

·"共和十四年,火焚其屋,伯和篡位立。秋又大旱…"(古本《竹书纪年》)

·"二相立宣王、大旱"(《通鉴外纪》)。

·"旱既大甚,蕴隆虫虫","旱既大甚,涤涤山川。旱魃为虐,如惔如焚"(《诗经大雅(3)云汉》)。一般认为指周宣王时期。

·"如彼岁旱,草不溃茂"。"池之竭矣,不云自频!泉之竭矣,不云自中!"(《诗经·大雅·召旻》)。一般认为指周幽王时期。

·"幽王二年…三川竭"(《国语·周语》)。三川指泾、洛、渭。是周朝的发源地。洛指洛水,亦称北洛水与夏亡之洛不同。

西周晚期厉王到幽王自公元前877—771年共计107年:

厉王	877—841BC	在位37 a,
共和	841—828BC	共计14 a,
宣王	827—782BC	在位46 a,
幽王	781—771BC	在位11 a。

877—771BC即距今2827—2721年。

因此，可以认为 2.8～2.7 ka 气候干旱。

(4)春秋·战国的干旱(2.45～2.35 ka)

·古本《竹书纪年》自晋定公二十年(492 BC)到晋幽公七年(423 BC)共记载了 6 条不同河流水绝的记录。今本《竹书纪年》所记相同，不过换用周王的年代。这些干旱记载出现在 2.45～2.35 ka 之间

·根据《中国三千年气象记录总集》(张德二，2004)2 世纪到 7 世纪 BC 700 年间共有干旱记录 51 次，洪涝记录 42 次。分别记为 D 和 F。一般认为 D/(D+F)可以较好地反映干旱占优势的情况。由表 6.10 可见 5 世纪 BC D/(D+F)值最高。公元前 499—400 年，即 2.45～2.35 ka。

因此，可以认为 2.45—2.35 ka 气候干旱。

表 6.10　2 世纪到 7 世纪 BC 旱涝纪录，《中国三千年气象记录总集》(张德二，2004)

BC(世纪)	7	6	5	4	3	2
D	13	15	7	1	1	14
F	6	6	2	5	8	15
D/(D+F)	0.68	0.71	0.77	0.17	0.11	0.48

在 4～2 ka 大约 2 ka 期间，就有四个干旱集中出现的时期。除了表 6.10 中公元前 4、3 两个世纪洪涝记载多于干旱外，无明显的气候湿润记载。因此，可以认为 4～2 ka 是一个持续的气候干旱时期。

6.5.2　干旱的古环境证据

近十余年发表的高分辨率古环境序列日益增多。其中有相当一部分反映了气候的湿润程度。沉积中的孢粉就是一个重要的指标(Tang，2000；Chen *et al*. 2003；周静等，2006)。泥炭中的 $\delta^{13}C$ 又是一个与植被有密切关系的指数(Hong *et al*. 2001；2005；Wang L *et al*. 1999a)。沉积中的有机碳总量(TOC)(Yancheva *et al*. 2007)和磁化率(An *et al*. 1991)也是经常用来研究气候湿润度的定量指数。孢粉多、干物质少，TOC 高说明气候湿润，同样 $\delta^{13}C$ 负值大，磁化率高，碳酸盐少也反映气候湿润。除了在个别情况下，用孢粉资料可以重建降水量序列，一般这些指数都只能说明湿度大，即包括降水量和蒸发量两个因素的影响。所以我们采用气候湿润度这个名词。

表 6.11 给出 10 个序列的概况。序列包括 0～11 ka，统一采用时间分辨率 0.1 ka。大部分序列原来即采用日历年。序列 4 及 7 原来用 ^{14}C 年，也订正到日历年。图 6.20 给出 10 个序列。由于原序列时间分辨率不一，因此图 6.20 中的曲线有的光滑，有的百年之间的变化比较强烈。图 6.20 表明：早全新世气候湿润，晚全新世气候干旱。由湿润转干旱的时间因地而异。但是，4 ka 可能是一个突变点，在序列 1、2、7、8、9 上表现最清楚。35°N 以北的序列(序列 1—4)4～2 ka 是全新世最干旱的时期。其余的序列 2 ka之后干旱进一步发展，不过4～2 ka 仍然是一段干旱时期。图 6.15 用阴影标出 4～2 ka。

表 6.11　全新世气候湿润度的代用资料

序号	地点	经纬度	代用资料	作者
1	哈尼	42°13′N，126°31′E	泥炭 $\delta^{13}C$(‰)	Hong *et al*. 2001
2	阿拉善高原	39°N，103°20′E	孢粉多样性(%)	Chen *et al*. 2003
3	青海湖	37°N，100°E	孢粉(10^5 粒/g)	周静等，2006
4	巴谢	35(33°N，103°35′E	黄土磁化率(SI)	An *et al*. 1991
5	洪源	32°46′N，102°30′E	泥炭 $\delta^{13}C$(‰)	Hong *et al*. 2005
6	若尔盖	32°41′N，102°32′E	泥炭灰度(%)	周卫建等，2001
7	西藏	29°49′N，92°33′E	年降水量(mm)	Tang，*et al*. 2000
8	洱海	25°50′N，100°11′E	TOC(%)	周静等，2006
9	湛江	21°09′N，110°17′E	TOC(%)	Yancheva，*et al*. 2007
10	南海	20°07′N，117°23′E	气候湿润度(相对值)	Wang L.，*et al*. 1999a

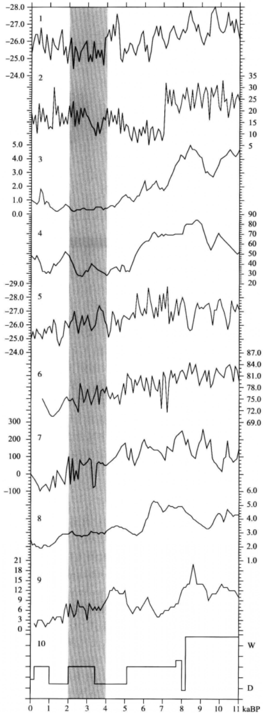


图 6.20　全新世中国气候湿润度的代用资料

序列 1—10 详情见表 6.11。所有曲线向上表示湿润，向下表示干旱。4～2 ka 用阴影标出。(王绍武等，2007)

6.5.3　东亚夏季风的衰退

研究气候湿润度变化时，人们往往把干旱归之于夏季风的减弱。对非洲（Gasse，2001；deMenocal *et al*. 2000a）、阿拉伯湾到孟加拉湾（Overpeck *et al*. 1996；Fleitmann *et al*. 2003；Gupta *et al*. 2003；Staubwasser，2006）、南美（Haug *et al*. 2001）、乃至中国（Yuan *et al*. 2004；Wang L.，*et al*. 1999a）都是这样。但是，现代气候资料表明：夏季风强度与中国降水的关系是因地而异的。图 6.21 给出东亚夏季风强度（郭其蕴等，2004）与中国夏季（6—8 月）降水的相关系数。这个图所传达的信息是夏季风减弱时中国东部（大约 105°E 以东）的北方干旱。这显然是夏季风南退的结果。这时长江中、下游多雨。不过华南又干旱。但是，大家都知道，华南的干旱并不是夏季风直接的影响。而是随着夏季风南撤，副热带高压南移。这时副热带高压南部的热带辐合带（ITCZ）也南移，所以华南干旱。由于夏季风减弱，所以在 105°E 以西的长江上游也有一块干旱区。这样 3 块干旱区联合形成一个字母 C 型，缺口向东。在这个 C 型地区的降水量，显然与夏季风强度有正相关。图 6.21 中用黑点标出表 6.11 中 10 个序列的地理位置。黑点右上方为序列编号。可以看出这些序列大都处于 C 型地区。因此序列一致反映的干旱可能对应夏季风减弱。当然图 6.21 是根据 50 a 资料得到的。序列的单位为年，相关系数主要反映的是年际变率及年代际变率的关系。而我们现在研究的是百年—千年尺度的关系。所以，图 6.21 只能说是一种借鉴，不能由此推断全新世旱涝的空间分布。但是全新世上海的降水量曲线（蔡永立等，2001），确实表明 4～2 ka 降水量明显高于现今值，这是同以上 10 个序列的总趋势不同的。这也许在一定程度上说明图 6.21 所给出来的旱涝分布型对更长时间尺度也有一定的参考价值。上海序列的位置用红点标在图 6.21 上。由于这个序列时间分辨率较低，因此未列入表 6.11。

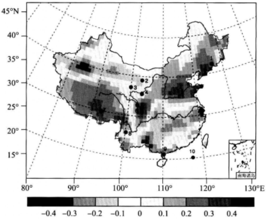


图 6.21　东亚夏季风强度与中国夏季降水的相关系数

黑点为表 6.11 中各序列的地理位置，数字为序列编号（王绍武等，2007）

6.5.4　干旱的模拟研究

岁差对非洲湿润期的影响，以及对南亚夏季风的影响已经作了许多模拟研究（Kutzbach，1981；COHMAP Members，1988；Kutzbach *et al*. 1998；Zhao *et al*. 2005）。但是，还缺少对中国全新世降水影响的专门分析。因此，作者利用大气环流模式，在考虑岁差造成的太阳辐射变化的强迫下，对全新世作了 12 个切片积分，即 11 ka，10 ka，…，0 ka。大气环流模式 Community Atmosphere Model 第二版（下简称 CAM2）是美国大气科学研究中心（National Center for Atmospheric Research，NCAR）于 2002 年 5 月释放的，其前身是 NCAR-CCM3.6（Kiehl *et al*. 1998）。现在此模式包括三种动力框架：谱模式、半拉格朗日模式和有限体积模式。数值试验使用的是三角形截断谱模式，水平格点为 T42 的 128×64 高斯格点，分辨率约 2.8°×2.8°，垂直方向 26 层，使用混合气压坐标系，大气顶部气压 2.917 hPa。模式考虑的物理过程完整，与 CCM3.6 比较做了大量改进（Blackmon *et al*. 2001；Collins *et al*. 2006a）。该模式被广泛用于数值模拟和各种敏感性试验的气候研究中。这项模拟，边条件只考虑地球轨道要素（偏心率、黄赤交角和岁差）的变化，固定温室气体为整个全新世的平均值（相当于中全新世时的浓度值）。全新世以来千年分辨率的轨道要素值取自 Berger 的计算结果（Berger，1978；Berger *et al*. 1992）。每个切片都积分 15 a，舍弃前 5 a 起转（spin-up）阶段的结果，只取最后 10 a 做平均作为那个时间切片的结果（王绍武等，2009）。

图 6.22 给出模拟的 4 ka,3 ka,2 ka 共三个时段模拟结果的平均。数值为夏季降水量距平,单位为 mm/d,例如 2mm/d 大约相当季降水量变化180 mm。距平是对 12 个切片的平均做的,相当于对整个全新世平均的距平。十分有趣的是:图 6.22 基本上复制了图 6.21 的特点。中国北方干旱,长江下游多雨,江南正常偏少。这正是弱夏季风的特点。比较图 6.22 和图 6.21 的主要差别是图 6.22 中中国北方的干旱区位置偏北 5°纬度。但是,中国西部高原干旱也是同图 6.21 一致的。这就证明 4～2 ka 中国的干旱可能是岁差造成的夏季风减弱的结果。当然,这里的模拟是比较简单的,未考虑植被变化和海温变化的影响。同时,古环境记录涵盖的地理范围也有限,我们还不了解 4～2 ka 气候湿润度在中国的全貌。因此这里仍然有一定的不确定性。此外,Wang S,等(2004)曾指出:4.0 ka 中的干旱突变可能和热盐环流(THC)的减弱有关。因此,4～2 kaBP的干旱开始可能也受气候突变影响。但是,我们目前还不能判断,THC 的减弱是否与岁差的变化有关。岁差的缓慢变化是否可能引起气候突变,这也是当前国际上关注的问题(deMenocal *et al*. 2000b)。

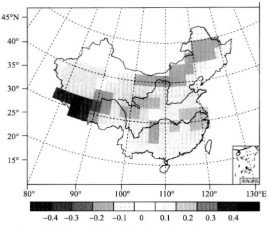


图 6.22　考虑岁差模拟得到的 4～2 kaBP 中国夏季降水量对全新世(0～11 ka)平均的距平(mm/d)(王绍武等,2007)

6.6　近 4 ka 气候变化与人类社会

6.6.1　近 2500 年欧洲气候变化与人类脆弱性

气候变化影响农业生产、人类健康及社会的冲突。然而很难区分环境与人类活动对过去文明的影响。这主要是缺少高分辨率的古气候资料。Büntgen 等(2011)收集了树木年轮资料,建立了过去 2500 a 中欧温度与降水量序列,研究与中欧社会变化的关系。研究表明中欧的橡树年轮与 4—6 月的降水量有很好的关系。Büntgen 等(2011)共利用了 7284 个年轮序列,分三个区:法国东北(NEF)、德国东北(NEG)、及德国东南(SEG)。平均每年有 286 个序列,在罗马时代(约 300BC—AD200)高达 550 个序列,AD400 前后最少仅有 44 个序列。三个区过去二千年的年轮序列有很高的相关,NEF/SEG 为 0.53,SEG/NEG 为 0.47,NEF/NEG 为 0.37。1901—1980 年平均年轮与中欧(45—50°N,8—10°E)4—6 月降水量相关系数的平均值为 0.39。图 6.23 给出 1901—1980 年平均橡树年轮及中欧 4—6 月格点降水量的相关系数(图 6.23A)。图中黑点共 88 个,表示各种报告中目测该地 AD1013—1504 旱涝与 32 个年轮极端值中至少有 30 个是一致的。另有 16 个灰点表示目测与年轮的极端值的一致性达不到这个标准。从图 6.23A 可见中欧降水与年轮的关系是很好的,大部地区相关系数在 0.4 以上,西北部大西洋沿岸相关系数达到 0.6。图 6.23B 上为 AD1500—2000 12 个年轮峰值,下为 16 个年轮谷值相对应的平均降水量距平(对 1901—2000 年平均)。蓝色与红色分别表示极端湿润与极端干旱的情况。这个序列与 Büntgen 等(2010)独立建立的德国中部 AD996—2005 序列相关系数达到 0.56。

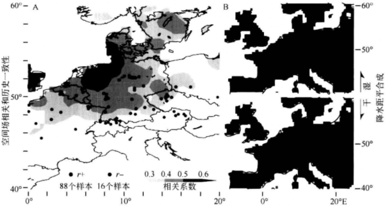


图 6.23　A. 平均橡树年轮序列与中欧 4—6 月格点降水量的相关系数(1901—1980),黑色点表示历史记载与 AD1013—1504 共 32 个年轮极端值之中至少有 30 个一致,灰色表示达不到这个标准。B. AD1500—2000 中 12 个年轮峰值(上)及 16 个年轮谷值(下)对应的降水量距平(对 1901—2000 年平均),蓝色及红色分别表示极端湿润与极端干旱。绿点表示橡树年轮取样地点(Büntgen *et al*. 2011)

同时用奥地利阿尔卑斯山高处 1089 个意大利五针松(stone pine)年轮序列和 457 个欧洲落叶松(European larch)年轮序列,建立了中欧夏季温度、树轮宽度样本包括活树、古木材及准石化木与 6—8 月平均温度的相关系数在 0.72～0.92 之间。这样建立的温度序列与 Büntgen 等(2006)用瑞士阿尔卑斯山秋木材密度建立的 AD755—2003 温度序列相关系数达到 0.35～0.44。

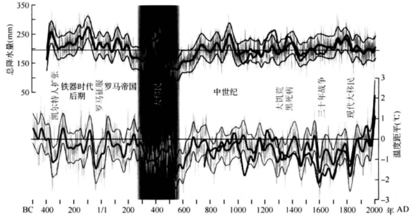


图 6.24　用树木年轮重建的中欧 4—6 月降水量(上)及 6—8 月平均温度距平(对 1901—2000 年平均)(下)
黑色降水量曲线及温度曲线取自 Büntgen *et al*. (2010)及 Büntgen *et al*. (2006)(Büntgen *et al*. 2011)

从晚铁器时代到罗马帝国(直到 AD250)降水量较多,气温较高,这期间只有两个短暂的冷期在 350BC 及 50BC 前后,对应凯尔特人的扩张及罗马的征服。AD250—550 气候变率大,降水减少、气温下降。西罗马帝国受到不开化人的入侵,在高卢的一些省政治混乱、经济离开正轨。在 AD300s 西罗马帝国君士坦丁及瓦伦丁王朝降水一度增加,但温度仍低于平均值。降水量在 6 世纪前半迅速下降,这时欧洲与非洲有半球尺度的变冷,湖水水位下降,随之而来的是 AD536 在东地中海黑死病流行。气候变化加上传染病流行打击了粮食生产及农业社会。这段时期的橡树样本多来自考古挖掘的水井及现在是湿地上的树木的半石化遗存,说明气候干燥。

从 6 世纪末开始,温度及降水逐渐增加,在 AD800s 气候堪比罗马时代。这时在早先西罗马帝国的

土地上形成的新王国社会巩固。AD700—1000 在西北欧农村，民主增长，在气候寒冷的冰岛与格陵兰建立了斯堪的纳维亚人的殖民地。在暖湿气候下，中世纪的欧洲莫罗威及加洛林王朝文化与政治繁荣，特别在 AD1000—1200 期间温度及降水均比较稳定，政治与经济均达到了巅峰时期。从 AD1300 开始进入小冰期，中欧饥馑泛滥，甚至影响了居民的健康，黑死病使中欧人口在 AD1347 之后减少 40%～60%。这时北大西洋温度下降，格陵兰的殖民地都被放弃了。17 世纪及 19 世纪的低温伴随着"30 年争战"及现代大移民。这项研究表明人类的健康，农业及经济的发展，以及社会的变革与年际到年代际尺度气候变化有密切的关系。

6.6.2　太阳活动影响

Perry 和 Hsu(2000)提出来一个太阳活动影响气候变化的模式，并用来解释古文明的发展、古代人的迁移及历史朝代的更替。其最基本的思想太阳活动影响太阳辐射，而太阳活动是由谐波组成，这些谐波的长度可以用 $2^n \times 11$ a 这个公式来表示，其中 n 为负或正整数。$n=1$ 时为 22 a 周期，$n=13$ 为90112 a周期。整个太阳辐射序列即为这 13 种周期的合成。11 a 周期的振幅为太阳辐射的 0.08%，约 90 ka 周期的振幅达到 0.62%。从消冰期后期 14 ka 到 2 kaAP(AP 为今后)，太阳辐射变化在±0.3%之间(图 6.25)。

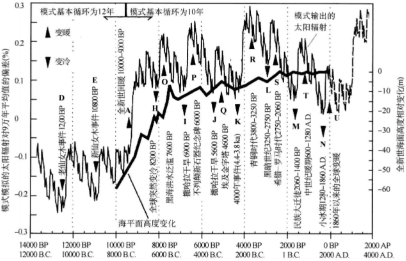


图 6.25　14 ka 到 2 kaAP 用模式建立的太阳辐射序列(%)(细线，未来用虚线)及海平面高度(相对于现代)(m)(Perry and Hsu，2000)

Perry 和 Hsu(2000)认为全新世以来最主要的周期为 1.3 ka，这在海平面高度变化上也很明显。从 12.1 ka的 OD(Older Dryas)(图 6.25 中 D)，即老仙女木事件开始①，按 1.3 ka 周期下面的冷期应出现在 10.8 ka，9.5 ka，8.2 ka，6.9 ka，5.6 ka，4.3 ka，3.0 ka，1.7 ka 及 0.4 ka。除了 9.5 ka 在图 6.25 上没有反映外，其余均为低谷。10.8 ka 为 YD(即新仙女木事件)(图 6.25 中 E)。8.2 ka 事件是众所周知的(图 6.25 中 H)。6.9 ka 与 5.6 ka(图 6.25 中 I 与 J)的冷期对应由于干旱游牧民族从撒哈拉沙漠向尼罗河谷的移民。4.3 ka冷期相当 4.0 ka 事件，约涵盖 4.4～3.8 ka(图 6.25 中 K)。3.25～2.75 ka(图 6.25 中 L)被称为"黑暗的世纪"(Centuries of Darkness)，青铜时代的帝国衰落。下一个冷期在 2.06～1.40 ka(图 6.25 中 M)被称为"民族大迁移"(时期)(Migration of Nations)，日耳曼部落侵犯罗马帝国，亚洲北部的部落侵犯中国王朝，即魏晋南北朝时代。同时寒冷气候使得热带玛雅文明繁荣昌盛，因为传

① 这里 Perry 和 Hsu(2000)所给的 OD 及 YD 时间与通常所用不同，因为这是用统计模式建立的序列。

染疟疾的蚊虫跑到南方去了，因此这里得以发展农业、建立城市。一旦气候回暖，玛雅人就不得不放弃城市向北逃亡。最后一个冷期在 0.72～0.14 ka(AD1280—1860)(图 6.25 中的 N)，世界范围的气候可能是全新世以来最冷的，这就是通常人们说的 LIA。

同样，暖期中低纬气候湿润、生长季长、收成好、更多的陆地适于生活，文明得以发展。最早的变暖出现于 7.6 ka(图 6.25 中 O)，正是黑海洪水时期，由于大陆冰川融化海平面上升。大约 1.3 ka 之后，在 6.5～6.0 ka(图 6.25 中 P)，不列颠巨石阵遗迹就是那时建立的。不列颠岛的气候又回到适宜状态。到下一次冷期，巨石文明又消失。5 ka 前后气候回暖，4.5 ka 前后(图 6.25 中 Q)埃及古王国文明繁荣，建立了金字塔。印度哈拉帕文明在温暖气候中发展茂盛，在以后的 4.0 ka 冷干气候事件中消亡。4.0 ka 冷期是对历史影响最大的事件，可能开始于 4.4 ka，到 3.8 ka 结束，延续约 600 a。考古证据表明西亚在 4.2～3.9 ka 气候干冷。冷干气候的最重要影响是印—欧人从北欧向希腊、俄罗斯南部、阿纳托里亚、波斯、印度及中国西北的新疆延移。下一个暖期为青铜时代(Bronze Age)，开始于 3.8 ka(图 6.25 中 R)，这可能是全新世最适宜的气候期(Holocene Maximum)，人们向北移民到斯堪的纳维亚，开垦农田，那时可能是 2 ka 以来生长季最长的时期。亚述帝国、赫梯王国、中国商朝、埃及中王国繁荣。一直到"黑暗世纪"冷期到来，青铜时代才结束。下一个暖期为"希腊—罗马时代"(Greco-Roman Age)，从 2.75～2.06 ka(图 6.25 中 S)。到下个冷期罗马帝国终结。随之而来的是 MWP(图 6.25 中 T)，大约 1.4 ka 开始，持续约 700 a，到 AD1280 结束。最后就是现代暖期(图 6.25 中 L)，大约已经持续了 200 a。

图 6.26 给出过去 2.3 ka 及未来 0.5 ka 用模式建立的太阳辐射序列。为的是把近 2 ka 做一个更详细的分析。显然纪元后第一个千年的前半太阳辐射是较少的，即图 6.25 与图 6.26 中的 M 阶段(2.06～1.40 ka)。那时，中美洲玛雅文明及其巨大的城市被放弃，而移民到尤卡坦半岛。到 AD1000 之前维京人统治了北欧，他们发现了格陵兰在那里种植粮食作物，并航行到纽芬兰岛，北欧在这段时期得到了繁荣的发展(图 6.26 中 T1)。但是 AD1000 之后北半球高纬气候逐渐变坏。AD1000—1100 成为 MWP 中的一个冷期(图 6.26 中 T2)。以后在 AD1200 前后气候短暂恢复(图 6.26 中 T3)，欧洲建立了大量的大教堂。AD1200 之后气候迅速变坏，格陵兰港湾冻结，夏季不再能开放，与欧洲的贸易很快下降。北美洲的西南部阿那萨奇人离开了他们保护崖洞中印第安人住处的村镇。由于缺少降水，玉米已经不能生长，美洲的西南部恢复到沙漠状态。到 AD1400 欧洲失去了同格陵兰的联系，阿那萨齐人完全放弃了他们的家园。到 AD1500 温度有短暂的回升(图 6.26 中 N2)，船只又可以航行到格陵兰，但是他们发现维京人的后裔已濒临饿死的边缘，永冻土又恢复，以至于坟墓埋葬得愈来愈浅。接着 LIA 中最冷的时期在 AD1600s 到来(图 6.26 中 N3)。

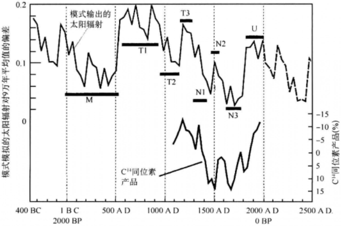


图 6.26 400BC 到 AD2500 用模式建立的太阳辐射序列(%)(Perry and Hsu, 2000)

在另一半世界，热带太平洋也发生了类似的故事。在希腊—罗马时代气候适宜期波利尼西亚人穿过太平洋，从一个岛到一个岛在 AD400 移民到复活节岛。在 AD1000—1350 期间，人们把大块的石头运到海岸边雕刻成石像(Moais)。大约 AD1350，干旱造成饥饿，停止了建造石像。在 1600s 达到了人吃人的地步。

有趣的是 Perry 和 Hsu(2000)在图 6.25 及图 6.26 中还利用周期叠加，给出未来 2000 a 及 500 a 的太阳辐射变化，由于这种周期叠加的效果从来未经证实，所以不能认为是严格的预测。因此，我们把这类结果视为对未来气候变化的一种见解，或者可以说这是考虑各种周期性外延的一种结果。根据这项分析，未来 2000 a 中前 1000 a 太阳辐射有所减少，而后 1000 a 太阳辐射会明显上升，可能会超过 1000 a 前的中世纪暖期，达到与大约 4 ka 时相当(图 6.25)。对未来 500 a 的分析指出未来 100 a 太阳辐射将下降，以后又有所回升，在 400 a 后达到一个与小冰期 17 世纪时相当的情况。这就是说，太阳活动周期变化表明 21 世纪将面临太阳活动减弱的可能性。第 5 章 5.5 节中我们曾讨论过这种可能性。

6.6.3　气候变化与中国的朝代交替

对中国朝代更替与气候变化的关系，近来有了一些研究。由于所用气候代用资料不同，对朝代更替的理解或所用指数也有不同，所以很难概括。但总体上均认为气候(或降水量、或气温、或两者均有)是影响中国动乱或朝代更替的一个因素。下面就分别介绍他们的工作。

(1)Zhang Pingzhong 等(2008)利用万象洞(33°19′N，105°00′E)石笋 $\delta^{18}O$ 研究了东亚季风与中国朝代更替的关系。石笋涵盖 AD190—2003 共 1810 a，平均分辨率达到 2.5 a。石笋 $\delta^{18}O$ 与距山洞 15 km 的武都降水量(1952—2000 年)相关系数达到−0.64，与距山洞 150 km 的陇西(AD950 以来)降水量变化也十分相似。因此，可以认为石笋 $\delta^{18}O$ 反映了降水量变化。近 50 a 亚洲夏季风减弱，$\delta^{18}O$ 增加，说明降水量减少时夏季风减弱。由此推论 $\delta^{18}O$ 不仅代表了该地降水量变化，而且反映了亚洲夏季风的变化。如图 6.27 所示，在近 1810 a 夏季风强度有明显的百年以上尺度的变化，在唐朝末年(AD850—940)、元朝末年(AD1350—1380)及明朝末年(AD1580—1640)有三次明显的弱季风期。此外，在北宋有一个强季风期(AD960—1020 年)，由于气候条件好，北宋时水稻种植迅速发展，人口急剧增加，社会稳定。这就是说唐朝、元朝、明朝的灭亡均与干旱气候有关，当然还有其他因子也影响了朝代的更替，但是无疑气候起着关键的作用。

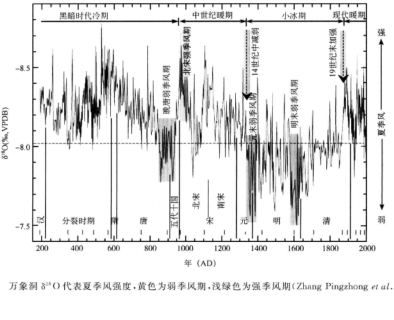


图 6.27　万象洞 $\delta^{18}O$ 代表夏季风强度，黄色为弱季风期，浅绿色为强季风期(Zhang Pingzhong *et al*. 2008)

(2) Yancheva 等(2007)利用中国东南部湛江湖光玛珥湖(21°9′N,110°17′E)的沉积研究了气候变化与中国朝代更替的关系。这个湖海拔 23 m,湖水深 20 m,面积 2.25 km^2,无流入径流,所以沉积主要为冬季风带来的灰尘。用灰尘的磁导率及 Ti 含量代表冬季风的强度。湖泊的沉积率 410 mm/(1000 a),即 2.4 a/mm,磁化率按 2.5 mm 取样,因此平均时间分辨率 6 a。图 6.28 给出近 4.5 ka 磁化率与 Ti 含量的变化,向下表示磁化率强,Ti 含量高,冬季风强,气候冷干。

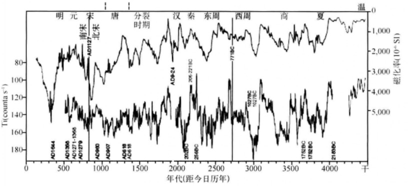


图 6.28　近 4.5 ka 湖光玛珥湖沉积磁化率(上)及 Ti 含量(下)与中国的朝代更替(Yancheva *et al*. 2007)

图 6.28 用不同颜色阴影区别 4.5 ka 以来各个朝代最早的磁化率的谷值(极值在图中因纵坐标向下面表示为谷值,以下一律按图形把极值称为谷值),出现在夏朝后期。但是,图中把夏商之交定在 1752BC,而根据夏商周断代工程(2000)定在 1600BC。由于有太大的不确定性,我们从商周之交开始讨论。根据夏商周断代工程,武王伐纣在 1046BC,虽然这与图中表明的 1027BC 不同,但相差不大。在商朝晚期气候冷干。此后,两个曲线的共同谷值出现在距今 2.45～2.35 ka 之间,这正是春秋时干旱时期(参看 6.5 节)。由于这里只讨论大的朝代更替,因此,也略过不谈。下面一个最明显的谷值出现于东汉末年(AD220)之前。隋朝末年(AD618)之前则又是一个低谷。从唐朝到五代十国(AD907—960)气候又降到冷干的低谷。然后在北宋末年(AD1127)之前磁导率曲线的谷值十分明显。最后明朝末年(AD1644)之前出现了磁化率曲线 4.5 ka 以来最低的谷值,如果这确实对应干旱气候,应该是十分剧烈的干旱。这样在 4.5 ka 以来至少有 6 次冷干气候的低谷出现在朝代更替略超前一些的时间:商末(1046BC)、东汉末年(AD220)、隋朝末年(AD618)、五代十国(AD907—960)、北宋末年(AD1127)、明朝末年(AD1644)。这很难说是偶然的。

(3) 葛全胜等(2011)对两千年来中国中原地区王朝的兴衰与气候变化的关系进行了分析。图 6.29 给出冬半年温度距平与朝代更替的概况。这两千年可以分为由冷期到暖期四次交替,记为暖期 I 及冷期 I,暖期 II 及冷期 II,暖期 III 及冷期 III,最后暖期 IV 为现代暖期。暖期 I 大体上对应东汉(AD25—220)。这个暖期可能开始于西汉(200BC—AD25),社会繁荣达到了"粟红贯朽"的程度。冷期 I 有三个温度低谷,依次对应东汉末年黄巾起义,五胡乱华(AD304—439)及南北朝(AD420—581)。暖期 II 对应隋(AD581—618)唐(AD618—907),中原结束了混乱的分裂状态。在中国历史上继汉朝之后出现了第二次鼎盛局面,开元盛世。冷期 II 包括唐朝后期及五代十国(AD907—960),中原再次出现割据状态。这个冷期持续时间较短,分裂的局面也不如南北朝时间长。魏(AD220—265)、晋(AD265—317)、十六国(AD317—420)、南北朝(AD420—589)共 370 年。五代十国则只有 54 a。从北宋(AD960—1127)到南宋、金(AD1127—1279)共 320 a 大体上与气候上的中世纪暖期相对应。但是,如前面第 4 章已讲到,中世纪暖期可以分为前后两个阶段。12 世纪气候变冷这正是北宋发生"靖康之难"的时期。冷期 III 就是小冰期,涵盖元朝(AD1206—1368)、明朝(AD1368—1644)及清朝(AD1644—1911)大部。如 4.3.3 节指出,小冰期有三个较为突出的冷期:明初(15 世纪)、清初(17 世纪)及清末(19 世纪)。但是无疑明朝末期(AD1632—1641)中原地区的干旱,对明朝的灭亡起到了推波助澜的作用。

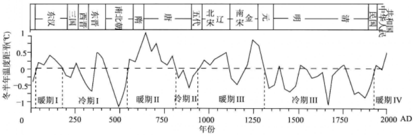


图 6.29　近两千年中原王朝兴衰与气候变化(葛全胜等,2011)

王俊荆等(2008)认为西周时期(公元前 1046—771 年)同北方民族战争频繁与气候寒冷有关。章典等(2004)曾指出中国公元 580—1911 年的战争总数与世界范围的气候有密切关系。根据六个不同作者温度序列得到的公元 850 年以来的八个冷期,至少有六个对应明显的战争频率的峰值。葛全胜等(2011)按照中国冬季温度的变化在近两千年中划分出六个冷期,这六个冷期毫无例外,或早或晚包括一个战争频次变化的峰值(图 6.30)。有趣的是,六个冷期中三个最强的冷期,均伴有游牧民族向南侵袭的证据(图 6.31)。这有力地证明了一个古气候与文明关系研究中的命题:广泛而持久的寒冷、干旱促使游牧民族向南侵袭,引起社会动乱朝代更替(许靖华,1998)。

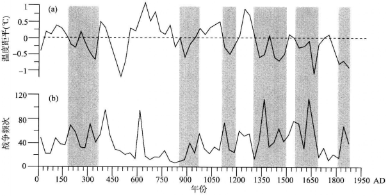


图 6.30　近两千年全国战争频次(次/(10 a))与气候变化(葛全胜等,2011)

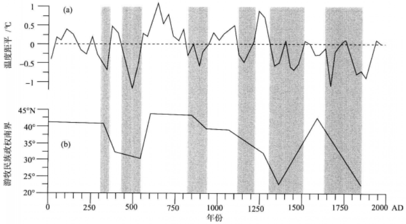


图 6.31　近两千年游牧民族政权南界(纬度)与气候变化(葛全胜等,2011)

(4)Tan 等(2011)利用甘肃黄爷洞(33°35′N,105°07′E)三个石笋 $\delta^{18}O$ 重建了过去 1860 a 的序列,并认为这个序列代表了中国北方半湿润区黄河中、下游的降水量,并与中国北方每 30 a 动乱次数做了比较。同时引用 Yang 等(2002)及 Ge 等(2003)的中国近 2000 a 温度曲线,指出大多数动乱频次的峰值均对应降水量的减少,温度下降。图 6.32 给出相应的曲线。图中阴影为动乱频次峰值。由远及近共 11 个峰值,其中七个与降水量谷值对应,也有七个与温度谷值对应(表 6.12)。但是第五次即北宋初年约 AD980 前后的动乱峰值,未直接对应降水量的谷值或温度谷值,仅表现为降水量减少和温度下降。当然,这个动乱峰值本身的强度也较弱。不过东汉末年约 AD200 也有动乱峰值,其绝对值还超过了北宋初年这一次,但是作者并未计算在内。

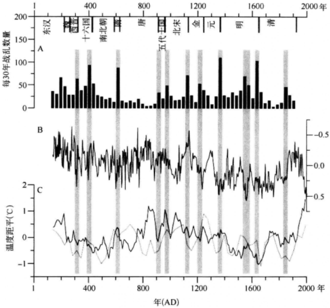


图 6.32　中国北方战乱频次(A),黄爷洞 $\delta^{18}O$(B)及温度(C,黑线 Yang *et al*. 2002;灰线 Ge *et al*. 2003)(Tan *et al*. 2011)

表 6.12　中国北方战乱高峰与气候异常(Tan et al. 2011)

编号	朝代	时间(AD)	气候
1	西晋	310	干冷
2	十六国	400	干
3	隋	610	干
4	五代十国	910	冷
5	北宋	980	
6	北宋	1120	冷
7	金	1210	干冷
8	明	1370	干冷
9	明	1570	干
10	明	1630	冷
11	清	1840	干冷

(5)近来王绍武等①研究中国朝代更替与气候的关系。这个工作有两个特点,第一把朝代更替不看作一个时间,而是看作一个时段——50 a,称为典型时段。因为任何朝代的更替均不能只是某一年的气候异常的结果,即使气候有影响,也是一段时间的综合影响,如唐朝的王仙芝、黄巢起义,明朝的李自成起义等。第二,考虑了气候代用资料一般也只能反映低频气候变化,以及年代学的误差。所以把典型时段长度取 50 a。表 6.13 给出近4 ka朝代更替的典型时段,理由简述如下。

1 夏朝建立　根据《中国通史》第三卷(白寿彝总主编,徐喜辰等副主编,1994b),以 1751BC 为伐桀之年,并且夏用年 432 a,则夏朝应开始于 2183BC。《中外历史年表》(翦伯赞主编,1985)则把 2140BC 作为夏禹在位的第 1 年,禹在位45 a,所以他的儿子启登位定在 2095BC。《夏商周断代工程》(2000)把夏朝立国定在 2070BC。这样就前后相差了 100 a 以上。考虑到年代学的争议,我们把夏朝建立的典型时段取为 2150—2050 BC,即相当 4.2～4.0 kaBP 气候突变的后半段。

2 夏末　按《夏商周断代工程》(2000)商朝开始于 1600BC,这同《中国通史》(白寿彝总主编,徐喜辰等副主编,1994)的差距已大为缩小。为此典型时段取为 1650—1550BC。

3 商末　按《夏商周断代工程》(2000)武王伐纣在 1046BC。《中国通史》(白寿彝总主编,徐喜辰等副主编,1994)列出了三个年代:1122BC、1066BC 及 1027BC,并且指出最后一个可能性不大。《中外历史年表》(翦伯赞主编,1985)采用 1066BC。这样分歧也不太大。所以典型时段取为 1100—1000BC。

4 西周末　770BC 周平王东迁洛邑,开始了东周,也就是进入春秋时期,这在年代学上已没有什么争议了。西周晚期从周厉王继位(877BC),到周幽王末年(771BC)共 102 a,干旱频繁,民不聊生,典型时段取为 850—750BC。

5 魏晋、南北朝　从 AD220 建立魏国、AD265 建立西晋,AD317 开始东晋十六国,AD420—589 为南北朝,这是中国历史上最为混乱的时期。一直到隋朝建立(AD581),这 360 多年政局动荡、灾害频繁。典型时段取为 AD450—500。

6 唐末　唐朝于 AD907 灭亡,早期的农民起义动摇了大唐政权的基础,因此典型时段定为 AD850—900。

7 北宋末　AD1127 宋朝徽、钦二宗被俘北上,北宋灭亡,高宗南下建立南宋。这又是游牧民族南侵的时期,典型时段定为 AD1100—1150。

8 元朝　(AD1271—1368),在气候上相当进入小冰期,标准时段定为 AD1300—1350。

9 明末　明朝于 AD1644 灭亡,在明朝晚期连年干旱,农民起义此起彼伏。典型时段定为 AD1600—1650。

10 清末　AD1911 清帝退位,建立民国。AD1851 太平天国起义。所以典型时段定为 AD1850—1900。

表 6.13　近 4 ka 朝代更替及可能与之相关的气候变化

序号	朝代	日历年	距今(ka)	可能与之相关的气候变化
1	夏朝建立	2150—2050BC	4.10—4.00	干旱、冷事件、游牧民族南侵
2	夏末	1650—1550BC	3.60—3.50	干旱
3	商末	1150—1050BC	3.05—2.95	干旱、寒冷
4	西周末	850—750BC	2.80—2.70	干旱、冷事件、游牧民族南侵
5	魏晋南北朝	AD450—500	1.50—1.45	寒冷、冷事件、游牧民族南侵
6	唐末	AD850—900	1.10—1.05	干旱
7	北宋末	AD1100—1150	0.85—0.80	寒冷、游牧民族南侵
8	元末	AD1300—1350	0.65—0.60	干旱、寒冷
9	明末	AD1600—1650	0.35—0.30	干旱、寒冷、冷事件、游牧民族南侵
10	清末	AD1850—1900	0.10—0.05	寒冷

① 王绍武,闻新宇,黄建斌. 关于中国朝代更替与气候变化的关系,2011,未发表。

为了与气候变化比较，共选取了13个指数，其中两个代表冬季风的指数，可以向前追溯到4 ka，其余5个冬季温度或冬季风指数序列仅包括近2 ka，根据这七个指数可以判断这10个典型时段是否有气候寒冷的证据。然后根据六个反映东亚夏季风降水的指标，判断典型时段是否气候干旱。结果一并列入表6.13。由此可见，10个典型时段中有七个气候干旱，六个气候寒冷。如上所述，游牧民族南侵可能也是朝代更替的一个原因。而游牧民族南侵往往与当地受到不利的(冷干)气候影响有关，因此也在一定程度上反映了气候影响。所以把这个因子也列入表内。在10个典型时段内共有五次有游牧民族南侵的记载。表中同时指出有四个典型时段处于全新世北大西洋冷事件中(参看第3章)。

6.7 小结

(1)圣经中记载的诺亚洪水，并不只是神话，而是确有其事。并且圣经的记载也不是最早的记载。在两河流域的泥版《吉尔伽美什史诗》中就有描述，根据史诗推算，大洪水应该发生在3000BC前后，即5 ka。这个分析得到了考古和古环境资料的证实。这是人们把古气候与社会发展联系起来的最早的例子。

(2)在大约4.2～4.0 ka世界古文明突然衰退，美索不达米亚的阿卡德王国解体，在古埃及建造了金字塔文明的古王国四分五裂，出现第一中间期。古印度哈拉帕文明也稍后于1800BC衰落。中国山东龙山文化、中原龙山文化，长江下游良渚文化，长江中游石家河文化均在2000BC前后衰落，从而有一系列的考古，古环境、古气候证据表明在4.2～4.0 ka在四大文明的地区，大体也就是亚洲季风区，出现了干旱、降温。这就是第3章中讲到的编号为3的冷事件。

(3)据史料记载中国的五帝时代大体上在6～4 ka，也就是上面谈到的世界范围古文明衰退之前的2 ka，气候温暖湿润。这时在古埃及经历了前王朝、古朝、及古王国时期，文明的昌盛可以想像。两河流域则经历了埃利都—欧贝德、乌鲁克、捷姆达特·那色、及苏美尔古文明。大洪水就发生在这段时期的中间。繁荣的古文明告诉我们，这是全新世文明的"黄金时代"。确实在第四次冷事件(5.5 ka)之后直到第五次冷事件(8.2 ka)，没有发生冷事件，气候比较平稳而温和。

(4)进入4 ka之后，亚洲夏季风明显减弱，广大季风区受到干旱困扰，造成了世界范围的古文明衰退。中国历史进入夏、商、周三代。4～2 ka这段时期中国的气候以干旱为主。不仅有各种考古、古环境、古气候证据，在史料中也不乏记载，这是中国悠久文明的宝贵财富。

(5)从4 ka至今大体上中国经历了10次大的朝代更替；夏朝建立(4.10～4.00 ka)、夏末(3.60～3.50 ka)、商末(3.05～2.95 ka)、西周末(2.80～2.70 ka)、魏晋南北朝(1.50～1.45 ka)唐末(1.10～1.05 ka)、北宋末(0.85～0.80 ka)元末(0.65～0.60 ka)、明末(0.35～0.30 ka)。清末(0.10～0.05 ka)。其中有七次与干旱有关，有六次与寒冷有关，有四次与冷事件及游牧民族向南侵袭有关。

6.8 附录

6.8.1 图6.16资料来源

序号	地址	纬度(N°)	经度(E°)	作者	代用资料
1	Haoluku	43	117	Liu.*et al*.	LOI
2	Juyan Lake	42	102	Chen.*et al*.	孢粉
3	Lake Bayanchagan	42	115	Jiang.*et al*.	孢粉
4	Hany	42	127	Hong.*et al*.	$\delta^{13}C$
5	Chasuqi	41	111	Wang and Sun	孢粉
6	Lake Daihai	41	113	Xiao.et a.	TOC
7	Lake Yan haizi	40	108	Chen C-T A.*et al*.	粒度
8	Yanggao	40	114	Shi.*et al*.	TOC

续表

序号	地址	纬度(N°)	经度(E°)	作者	代用资料
9	Beijing	40	116	Zhang, *et al*.	孢粉
10	Dagushan	40	124	Huang, *et al*.	孢粉
11	Zhuyeze Lake	39	103	Chen, *et al*.	孢粉
12	Hebei Plain(East)	39	119	Liand Liang	孢粉
13	Yulin	38	110	Shi, *et al*.	磁化率
14	Hebei Plain(central)	38	115	Yin, *et al*.	粒度
15	Qinghai Lake	37	160	Liu, *et al*.	孢粉
16	Liushuwan	37	109	Li, *et al*.	孢粉
17	Baxie	36	104	An, *et al*.	磁化率
18	Qingdao	36	120	Wang, *et al*.	孢粉
19	Suji wan	35	105	An C-B, *et al*.	OM
20	Dadi wan	35	106	An C-B, *et al*.	孢粉
21	Xi′an	34	109	Pang and Huang	TOC
22	Jianhu	34	120	Shi, *et al*.	孢粉
23	Hong yuan	33	102	Hong, *et al*.	$\delta^{13}C$
24	Zoigê Plateau	33	103	Zhou, *et al*.	灰度
25	Shanbao Cave	32	110	Shao, *et al*.	$\delta^{13}C$
26	Dajiuhu	31	110	Ma, *et al*.	$\delta^{13}C$
27	Wuhu	31	118	Xu, *et al*.	孢粉
28	Taihu Lake	31	120	Wang, *et al*.	孢粉
29	Yangcheng Lake	31	121	Wang, *et al*.	孢粉
30	Shanghai	31	122	Cai, *et al*.	孢粉

图 6.16 资料参考文献

An C-B, Feng Z-D, Tang l Y. 2003. Evidence of humid mid-Holocene in the western part of the Chinese Loess Plateau. *Chinese. Sci. Bull.*, **48**: 2472-2479(in Chinese).

An Z S, Wu X H, Wang P X, *et al*. 1991. Paleomonsoons of China over the last 130 000 years. *China Sci.*, *ser B*, **14**: 1016-1029.

Cai Yongli, Chen Zhongyuan, Zhang Wei, *et al*. 2001. Climate fluctuation of Western Shanghai Distract by correspondence analysis since 8. 5kaBP. *J. Lake Sci.*, **13**: 118-126.

Chen C-T A, Lan H-C, Lou J-Y, *et al*. 2003. The dry Holocene Megathermal in Inner Mongolia. *Palaeogeogr Palaeo climatol Palaeoecol*, **193**: 181-200.

Chen Fa-Hu, Cheng Bo, Zhao Yan, *et al*. 2006. Holocene environmental change inferred from a high-resolution pollen record, Lake Zhuyeze, arid China. *The Holocene*, **16**: 675-684.

Chen Fahu, Yu Zicheng, Yang Meilin, *et al*. 2008. Holocene moisture evolution in arid central Asia and its out-of-phase relationship with Asian monsoon history. *Quat. Sci. Rev.*, **27**: 351-364.

Hong Y T, Hong B, Lin Q H, *et al*. 2005. Inverse phase oscillations between the East Asian and Indian Ocean summer monsoons during the last 12000 years and paleo-El Nino. *Earth Planet Sci. Lett.*, **231**: 337-246.

Huang Zhenguo, Zhang Weiqiang, *et al*. 2002. *Comparative Study of Environmental Evolution during the Holocene in China and Japan*. Guangzhou: Guangdong Science and Technology Press, pp1-806(in Chinese).

Jiang Wenying, Guo Zhentang, Sun Xiangjun, *et al*. 2006. Re construction of climate and vegetation changes of Lake Bayanchagan(Inner Mongolia): Holocene variability of the East Asian monsoon. *Quat. Res.*, **65**: 411-420.

Li Wen-Yi and Liang Yu-Lian. 1985. Vegetation and environment of the Hypsithermal interval of Holocene in Eastern Hebei Plain. *Acta Botanica Sinica*, **27**: 640-651.

Li Xiaoqiang, Zhou Weijian, An Zhisheng, *et al*. 2003. The vegetation and monsoon variations at the desert-loess transition belt at Midiwan in northern China for the last 13ka. *The Holocene*, **13**: 779-784.

Lin X Q, Shen J, Wang S M. 2002. Pollen assemblages and climatic Changes in the Qinghai Lake during the past 16ka. *Clinese Sci. Bull.*, **47**:1931-1936(in Chinese).

Liu Hongyan, Xu Lihong, and Cui Haiting. 2002. Holocene history of desertification along the woodland-steppe border in Northern China. *Quat. Res.*, **57**:259-270.

Ma Chunmei, Zhu Cheng, Zheng Chaoguei, *et al*. 2008. Studies of high-resolution climatic geochemical records of Shennonjia, Dajiuhu peat since late glacial period. *Chinese Sci. Bull.*, **51**(supp):26-37(in Chinese).

Pang Jiang-Li, Huang Chun-Chang. 2003. Study on palaeosol features in Xi'an area and climatic change during the last 10 000 years. *Plateau Meteorology*, **22**:79-83(in Chinese).

Shao X H, Wang Y J, Cheng H, *et al*. 2006. Holocene monsoon climate evolution and dry events inferred from a stalagmite record from Shennongjia Hubei China. *Chinese Sci. Bull.*, **51**:80-86.

Shi Y F, Kong Z C(eds). 1992. *The Climate and Environments of Holocene Megathermal in China*. Beijing:China Ocean Press, pp1-212(in Chinese).

Wang F Y, Sun X J. 1997. Chasuqi peat sequence and the paleoclimatic reconstruction in the Inner Mongolian Plateau. *Chinese Sci. Bull.*, **42**:514-518(in Chinese).

Wang Kaifa, Zhang Yulan, Jiang Hui. 1983. Spore-pollen assemblages from the Quaternary sediments of Taihu(Lake)and it paleovegetation and paleoclimate. *Scientia Geographica Sinica*, **3**:17-26(in Chinese).

Wang Kaifa, Zhang Yulan, Ye Zhihua, *et al*. 1978. Climate change of Shanghai region for the last 6 000 years inferred from pollen analysis. *J. Atmos. Sci.*, **2**:139-144(in Chinese).

Wang Yong-Ji and Li Shan-Wei. 1983. Paleovegetation and paleoclimate in the past 20 000 years in Jiaozhou Bay, Qingdao District. *J. Integrative Plant Biology*, **25**:385-392(in Chinese).

Xiao Jule, Wu Jintao, Si Bin, *et al*. 2006. Holocene climate change in the monsoon/arid transition reflected by carbon concentration in Daihai Lake of Inner Mongolia. *The Holocene*, **16**:551-560.

Xu Xin, Zhang Shu-Wei, Zhou Shu. 1987. A preliminary study of the vegetation, climate and environment from Wuhu to Jiangyin region since 30 000 years. B. P. *J. Nanjing Uni.* (Natural Sci), **23**:556-577(in Chinese).

Yin Chunmin, Qiu Weili, Li Rongquan. 2001. Holocene paleofloods in the North China Plain. *J. Beijing Normal Uni* (Natural Sci), **37**, 280-284(in Chinese).

Zhang Zibin, Wang Ding, and Ding Jinxian. 1981. Environmental changes since 13,000 years ago in Beijing region. *Scientia Geologica Sinica*, (3):259-268.

Zhou W J, Lu X F, Wu Z K, *et al*. 2003. Peat record reflecting Holocene climatic change in the Zoigê Plateau and A M S radiocarbon dating. *Chinese Sci. Bull.*, **47**:66-70.

6.8.2　古历史文献

《竹书纪年》战国时魏国写在竹简上的编年体史书，记载公元前299年前的历史，公元281年出于古墓。原书已散佚。清朝朱右曾、王国维等重辑的为古本。后人重编的为今本。古本较真实，今本曾被认为伪书，但亦有一定参考价值。

《国语》主要记载春秋时期的历史，旧题左丘明撰。

《汉书》东汉班固撰，记汉高祖至王莽被诛的西汉历史。

《吕氏春秋》秦相吕不韦辑。

《通鉴前编》元金履祥撰。

《古今图书集成》清雍正朝编成，凡一万卷，庶微典汇集了大量气候变化的记录。

《通鉴外纪》宋刘恕撰，记述周威烈王二十三年(403BC)之前的历史。

《诗经》西周至春秋的诗歌总集，共三百零五篇，其中包含重要的史料。

《史记》汉司马迁撰

《孟子》孟轲著，一般分上下两卷，为四书之一种。

《尚书》亦名书经，简称书，有古文今文之分，是我国最早的历史文献汇编，上自原始社会，下至夏商周三代。

《庄子》庄周及其后学所作。现存三十三篇。

《墨子》墨翟及其后学所作。十三卷五十篇。

《淮南子》汉刘安等撰，十八卷。

参考文献

安芷生,吴锡浩,汪品先等. 1991. 最近130 ka中国的古季风,Ⅱ古季风变迁. 中国科学B辑,**21**(11):1209-1215.

白寿彝总主编,苏秉琦主编. 1994. 中国通史第二卷远古时代. 上海:上海人民出版社.

白寿彝总主编,徐喜辰,斯维至,杨剑主编. 1994. 中国通史,第三卷上古时代(上册). 上海:上海人民出版社.

毕鸣,王绍武,李晓东. 1996. 近百年气候变化模拟以及未来50 a气候变化预测. 见:85-913项目02课题论文编委会编. 气候变化规律及其数值模拟研究论文(第三集),北京:气象出版社,124-156.

Brown D编著,池俊常译. 2002c. 埃及——法老的领地. 北京:华夏出版社.

Brown D编著,李旭影译. 2002d. 古印度——神秘的土地. 北京:华夏出版社.

Brown D编著,王淑芳译. 2002b. 苏美尔:伊甸园的城市. 北京:华夏出版社,南宁:广西人民出版社.

Brown D编著,吴芬译. 2002a. 圣地——耶路撒冷. 北京:华夏出版社,南宁:广西人民出版社.

蔡永立,陈中原,章薇,等. 2001. 孢粉—气候对应分析重建上海西部地区8.5 kaBP以来的气候. 湖泊科学,**13**:118-125.

陈恩志. 1989. 中国六倍体普遍小麦独立起源时说. 农业考古,1期.

陈建新编著,2001. 王天权主编. 打开历史之门—西亚北非考古大发现. 北京:中国纺织出版社,21-27.

陈仕涛,汪永进,孔兴功等. 2006. 倒数第三次冰消期亚洲季风气候可能类Younger Dryas事件. 中国科学(D辑),**36**:445-452.

陈文华. 2002. 农业考古. 北京:文物出版社.

陈晓红,毛锐. 2001. 失落的文明:巴比伦. 上海:华东师范大学出版社. 153pp.

仇士华主编. 1990. 中国^{14}C年代学研究. 北京:科学出版社,340.

Crawford H,著. 张文立,译. 2000. 神秘的苏美尔人. 杭州:浙江人民出版社,18-36.

崔建新,周尚哲. 2003. 4000 a前中国洪水与文化的探讨. 兰州大学学报(自然科学版),**39**(3):94-97.

邓辉. 1997. 全新世大暖期燕北地区人地关系的演变. 地理学报. **52**(1):64-71.

Dersin D著,聂仁海,郭晖译. 2001. 尼罗河两岸,古埃及,公元前3050—公元前30. 济南:山东画报出版社,8-11.

丁林,钟大赉. 1998. 高原隆升的阶段. 见:青藏高原岩石结构演化和动力学. 潘裕生,孔祥儒主编. 广州:广东科技出版社,379-400.

丁一汇等. 2009. 中国气候变化——科学、影响、适应及对策研究. 北京:中国环境科学出版社,pp1-455.

董立章. 1999. 三皇五帝断代史. 广州:暨南大学出版社,pp1-573.

董琦. 2000. 虞夏时期的中原. 北京:科学出版社,9-11.

方孝廉. 2000. 浅析豫西地区新石器时代古环境—从考古学文化看古代环境的变化. 见:周昆叔,宋豫秦,主编. 环境考古研究(第二辑). 北京:科学出版社,44-47.

方修琦,江海洲,连鹏灵. 2002. 3500 aBP我国北方农牧交错带降水突变的幅度与速度. 地学前缘,**9**(1):163-167.

方修琦,张兰生. 1998. 我国北方农牧交错带3500 aBP的降水突变事件研究. 北京师范大学学报(自然科学版),**34**(增刊):18-23.

高广仁,栾丰实. 2004. 大汶口文化. 北京:文物出版社. pp1-205.

高广仁,邵望平. 1984. 中华文明的发祥地之一——海岱历史文化区. 史前研究. (1):7-14.

高尚玉,靳鹤龄,陈渭南,等. 1992. 全新世大暖期的中国沙漠. 施雅风主编. 中国全新世大暖期气候与环境. 北京:海洋出版社,161-167.

高由禧等. 1962. 东亚季风的若干问题. 北京:科学出版社.

葛全胜,郑景云,刘健. 2006. 过去2000 a中国东部冬半年温度变化与周期. 气候变化研究进展,**2**(3):108-112.

葛全胜等. 2011. 中国历朝气候变化. 北京:科学出版社,pp1-705.

龚道溢,王绍武. 2000. 大气涛动对全球低层大气环流的贡献. 高原气象,**19**:427-434.

龚书铎,刘德麟. 2006. 图说天下:传说时代·夏·商·西周. 长春:吉林出版集团.

巩启明. 2002. 仰韶文化. 北京:文物出版社,pp1-239.

郭其蕴,蔡静宁,邵雪梅,等. 2004. 1873—2000 年东亚夏季风变化的研究. 大气科学,**28**:206-215.
郭文编著,王天权主编. 2001. 文明曙光,中国史前考古大发现. 北京:中国纺织出版社,173-199.
郭永秉. 2008. 帝系新研——楚地出土战国文献中的传说时代古帝王系研究. 北京:北京大学出版社,pp1-248.
哈里特·克劳福德著,张文立译. 2000. 神秘的苏美尔人. 杭州:浙江人民出版社,pp1-223.
韩建业,杨新改. 2006. 五帝时代——以华夏为核心的古史体系的考古学观察. 北京:学苑出版社,pp1-182.
何报寅,张穗,蔡述明. 2003. 近 2600 年神农架大九湖泥炭的气候变化纪录. 海洋地质与第四纪地质,**23**(2):109-115.
何驽. 1994. 可持续性发展定乾坤——石家河酋邦崩溃与中原崛起的根本原因之对比分析. 中原文物,(4):34-40.
侯光良,刘峰贵. 2004. 青海东部史前文化对气候变化的响应. 地理学报,**39**(6):841-846.
胡永云,闻新宇. 2005. 冰雪地球的研究进展综述,地球科学进展,**20**:17-24.
黄春长. 1998. 环境变迁. 北京:科学出版社.
黄恩清、田军. 2008. 末次冰消期冰融水事件与气候突变. 科学通报,**53**(12):1437-1447.
黄建斌,王绍武,龚道溢等. 2010. 近千年的大气涛动. 科学通报,**55**(19):1932-1936.
黄镇国,张伟强等著. 2002. 中国日本全新世环境演变对比研究. 广州:广东科技出版社,pp1-806.
黄正木. 2003. 从大禹治水看夏人起源. 清海社会科学,**5**:80-82.
黄中业. 1999. 三代记事本末. 沈阳:辽宁人民出版社,pp1-419.
翦伯赞主编. 1985. 中外历史年表,北京:中华书局出版,(第 4 次印刷).
江林昌. 2001. 夏商周文明新探. 杭州:浙江人民出版社,pp1-408.
金子史朗. 1975. ノアの大洪水. 东京:讲谈社.
靳桂云,刘东生. 2001. 华北北部中全新世降温气候事件与古文化变迁. 科学通报,**46**(20):1725-1730.
景以恩. 1999. 华夏血缘族团源于东方新探. 复旦大学学报(社会科学版),(1):98-105.
康兴成,Graumlich L J,Sheppard P. 1997. 青海都兰地区 1835 年来的气候变化——来自树轮资料,第四纪研究,(1):70-75.
康曼敏.2003,古埃及神话.深圳:海天出版社.
Kenoyer J M 著. 2000. 张春旭译. 走进古印度. 杭州:浙江人民出版社,305-308.
Keys D. *Catastrophe*. 邓兵译. 2001. 大灾难. 北京:世界知识出版社.
Ki-Zerbo. 1985. 非洲通史,第一卷. 北京:中国对外翻译出版公司. 联合国科教文组织出版办公室,284-289.
孔昭宸,杜乃秋,许靖海等. 1992. 中国北方全新世大暖期植物群的古气候波动. 见:施雅风主编,孔昭宸副主编. 中国全新世大暖期气候与环境. 北京:海洋出版社,48-65.
李根蟠,黄崇岳,卢勋. 1980. 试论我国原始农业的产生和发展. 中国古代社会经济史论丛(第一辑),西安:陕西人民出版社.
李根蟠,黄崇岳,卢勋. 1981. 再论我国原始农业的起源,中国农业,1 期.
李瑞敏,邵时雄. 1996. 蚌埠地区全新世古气候. 见:85-913 项目 02 课题论文编委会编. 气候变化规律及其数值模拟研究论文,第一集,北京:气象出版社. 64-68.
李铁匠. 1999. 长河落日:巴比伦文明探秘. 昆明:云南人民出版社. pp1-193.
李学杰,陈芳,唐荣革等. 1996. 南海北部 HY4-901 孔氧同位素与古气候研究. 科学通报,**41**(10):911-913.
李亚光. 2003. 大禹治水是中华文明的曙光. 史学集刊. (3):84-88.
李友谋. 2003. 裴李岗文化. 北京:文物出版社,pp1-211.
梁亮,夏正楷,刘德成. 2003. 中原地区距今 5000—4000 年间古环境重建的软体动物化石证据. 北京大学学报(自然科学版),**39**(4):532-537.
梁述杰,雷太宝. 2000. 大禹在汾河流域治水的历史考证. 人民黄河,**22**(12):39-40.
林学椿,于淑秋,唐国利. 1995. 中国近百年温度序列. 大气科学. **19**:525-534.
刘东生. 1985. 黄土与环境. 北京:海洋出版社.
刘莉著,陈星灿等译. 2007. 中国新石器时代—迈向早期国家之路. 北京:文物出版社,pp1-283.
刘晓东,石正国. 2009. 岁差对亚洲夏季风气候变化影响研究进展. 科学通报,**54**(20):3097-3107.
吕厚远. 1991. 新石器以来的北温带草原文化与气候变迁. 文物保护与考古科学,**3**(2):44-50.
孟宪伟,夏鹏,张俊,等. 2010. 近 1.8 Ma 以来东亚季风演化与青藏高原隆升关系的南海沉积物常量元素记录. 科学通报,**55**(34):3328-3332.
牟重行. 1996. 中国五千年来气候变迁的再考证. 北京:气象出版社. 1-120.

濮冰，王绍武，朱锦红. 2007a. 中国东部四季降水量变化空间结构的研究. 北京大学学报(自然科学版)，**43**：620-629.

濮冰，闻新宇，王绍武，等. 2007b. 中国气温变化的两个基本模态的诊断和模拟研究. 地球科学进展，**22**：456-468.

气候变化国家评估报告编写委员会. 2007. 气候变化国家评估报告. 北京：科学出版社，pp1-422.

中国气象科学研究院天气气候研究所，中央气象台. 1984. 中国气温等级图，1911-1980 年. 北京：气象出版社，pp1-443.

任式楠. 1996. 长江中游文明起源探索—— 以屈家岭、石家河文化为中心. 华夏文明与传世藏书. 北京：中国社会科学出版社，252-284.

Rohl D M，著. 李洋，沈师光译. 2000. 圣经：从神话到历史(时间的检验卷一). 北京：作家出版社，11-17.

邵雪梅，方修琦，刘洪滨等. 2003. 柴达木盆地东缘山地千年祁连圆柏定年分析. 地理学报，**58**(1)：90-100.

圣经. 2000. 简化字现代标点和合本. 南京：基督教两会.

盛振华. 2003. 失落的历史. 天津：百花文艺出版社，18-19.

施少华. 1992. 中国全新世高温期环境与新石器时代古文化的发展[A]. 施雅风主编. 中国全新世大暖期气候与环境. 北京：海洋出版社，185-191.

施雅风，孔昭宸，王苏民等. 1992. 中国全新世大暖期气候与环境的基本特征. 见：施雅风主编，孔昭宸副主编. 中国全新世大暖期气候与环境. 北京：海洋出版社，1-8.

施雅风. 1998. 冰冻圈的变化. 见：青藏高原晚新生代隆升与环境变化，施雅风等主编，广州：广东科技出版社，347-363.

施雅风主编，孔昭宸副主编. 1992. 中国全新世大暖期气候与环境. 北京：海洋出版社，pp1-211.

施雅风. 2002. 中国西北气候由暖干向暖湿转型问题评估. 北京：气象出版社.

施雅风总主编，张丕远主编. 1996. 中国历史气候变化. 济南：山东科学技术出版社.

石兴邦. 1999. 良渚文化研究的过去、现状和展望. 见浙江省文物考古研究所编. 良渚文化研究. 北京：科学出版社，1-11.

舒新城，沈颐，徐元诰，等主编. 1948. 辞海，上海：中华书局.

沭涛，季惠群. 2001. 失落的文明：犹太王国，上海：华东师范大学出版社，pp1-152.

水涛. 2000. 论甘青地区青铜器时代文化和经济形态转变与环境变化的关系. 见：周昆叔，宋豫秦，主编. 环境考古研究(第二辑). 北京：科学出版社，65-71.

谭明，邵雪梅，刘晓宏等. 2006. 中国近千年石笋—树轮集成温度记录. 气候变化研究进展，**2**(3)：113-116.

谭明. 2009. 环流效应：中国季风区石笋氧同位素短尺度变化的气候意义—古气候记录与现代气候研究的一次对话. 第四纪研究，**29**(5)：851-862.

汤懋苍，柳艳香. 2001. 青藏高原隆升的深层原因及其环境后果. 第四纪研究，**21**(6)：500-507.

汤仲鑫. 1977. 保定地区近五百年旱涝相对集中期分析. 见：中央气象局研究所编，气候变迁和超长期预报文集. 北京：科学出版社，45-49.

唐国利，任国玉. 2005. 近百年中国地表气温变化趋势的再分析. 气候与环境研究，**10**：791-798.

唐国利，王绍武，闻新宇等. 2011. 全球平均温度序列的比较. 气候变化研究进展，**7**(2)：85-89.

Thapar R 著，林太译. 1990. 印度古文明. 杭州：浙江人民出版社. 1-18.

田广金. 2000. 岱海地区考古学文化与生态环境之关系. 见：周昆叔，宋豫秦主编. 环境考古研究(第二辑). 北京：科学出版社，72-80.

Vercoutter J 著，吴岳添译. 2001. 古埃及探秘——尼罗河畔的金字塔世界. 上海：上海世纪出版集团，202-203.

汪品先，田军，成鑫荣等. 2003. 探索大洋碳储库的演变周期. 科学通报，**48**(21)：2216-2227.

汪品先. 2009. 全球季风的地质演变. 科学通报，**54**：535-555.

王纯五. 1999. 大禹治水地域.《禹贡》江沱及成都古城址. 四川文物，(1)：35-39.

王俊荆，叶玮，朱丽东等. 2008. 气候变迁与中国战争史之间的关系综述. 浙江师范大学学报(自然科学报)，**31**(1)：91-96.

王清. 1999. 大禹治水的地理背景. 中原文物，(1)：34-42.

王绍武，蔡静宁，朱锦红等. 2002. 19 世纪 80 年代到 20 世纪 90 年代中国降水量的年代际变化. 气象学报，**60**(5)：637-639.

王绍武，唐国利. 2011. 第二章 观测的气候变化. 见：秦大河主编，气候变化国家评估报告. 北京：科学出版社.

王绍武，闻新宇，黄建斌. 2010. 不久的将来气候会变冷吗？科学通报，**55**(30)：2980-2985.

王绍武，闻新宇，黄建斌. 2011. 五帝时代(距今 6—4 千年)中国的气候. 中国历史地理论丛，**26**(2)：5-13.

王绍武，闻新宇，罗勇等. 2007. 近千年中国温度序列的建立. 科学通报，**52**(8)：958-964.

王绍武，董光荣主编. 2002. 卷一 中国西部环境特征及其演变。见：秦大河总主编，中国西部环境演变评估. 北京：科学出版社，29-70.

王绍武,龚道溢,叶瑾琳等. 2000. 1880年以来中国东部四季降水量序列及其变率. 地理学报,**55**(3):281-293.

王绍武,龚道溢. 2000. 全新世几个特征时期的中国气温. 自然科学进展,**10**(4):325-332.

王绍武,黄建斌,闻新宇,等. 2007. 4～2 kaBP中国干旱的证据和模拟研究. 科学通报,**52**:2428-2433.

王绍武,黄建斌,闻新宇等. 2009. 全新世中国夏季降水变化的两种模态. 第四纪研究,**29**:1086-1094.

王绍武,黄建斌. 2006. 全新世中期的旱涝变化与中华古文明的进程. 自然科学进展,**16**(10):1238-1244.

王绍武,谢志辉. 2003. 千年尺度气候变率的研究. 地学前缘,**9**(1):143-153.

王绍武,叶瑾琳,毕鸣. 1996. 近千年全球气温变化. 见:85—913项目02课题论文编委会. 气候变化规律及其数值模拟研究论文,第三集. 北京:气象出版社,137-147.

王绍武,叶瑾琳,龚道溢,等. 1998a. 近百年中国年气温序列的建立,应用气象学报,**9**(4):392-401.

王绍武,叶瑾琳,龚道溢. 1998b. 中国小冰期的气候. 第四纪研究,(1):54-64.

王绍武,叶瑾琳. 1996. 气候变化与变率的诊断研究. 见85—913项目02课题论文编委会. 气候变化规律及其数值模拟研究论文. 第三集,北京:气象出版社,17-22.

王绍武,翟盘茂,蔡静宁,等. 2003. 中国西部降水增加了吗? 气候变化通讯,**2**(5):8-9.

王绍武,赵振国,李维京编著. 2009. 中国季平均温度及降水量百分比距平图集(1880—2007). 北京:气象出版社.

王绍武,赵宗慈,陈振华. 1993. 公元950—1991年的旱涝型. 见:王绍武,黄朝迎等著,长江黄河旱涝灾害发生规律及其经济影响的诊断研究. 北京:气象出版社,55-66.

王绍武,赵宗慈. 1979. 近五百年我国旱涝史料的分析. 地理学报,**34**(4):329-341.

王绍武,朱锦红,蔡静宁. 2004. 近500年ENSO时间序列的建立与分析. 自然科学进展,**14**(4):424-430.

王绍武,罗勇,赵宗慈,等. 2005. 关于气候变化的争议. 自然科学进展,**15**(8):917-922.

王绍武,朱锦红. 2005. 全新世千年尺度气候振荡的年代学研究. 气候变化研究进展. **1**:157-160.

王绍武. 2009. 全新世北大西洋冷事件:年代学和气候影响. 第四纪研究. **29**(6):1146-1153.

王绍武. 1995. 小冰期气候的研究. 第四纪研究,(3):202-212.

王绍武. 1990. 公元1380以来我国华北气温序列的重建. 中国科学(B辑),(5):553-560.

王绍武. 2005. 夏朝立国前后的气候突变与中华文明的诞生. 气候变化研究进展,**1**(1):22-25.

王守春. 1992. 黄河流域气候环境变化的考古文化与文字记录. 见:施雅风主编,孔昭宸副主编. 中国全新世大暖期气候与环境. 北京:海洋出版社,175-184.

王苏民,王富葆. 1992. 全新世气候变化的湖泊记录. 施雅风主编. 中国全新世大暖期气候与环境. 北京:海洋出版社,146-152.

王永吉,刘敏厚,吴世迎. 1986. 黄海陆架晚第四纪沉积物中的古土壤. 海洋学报,**8**(4):466-475.

闻新宇,王绍武,朱锦红,等. 2006. 英国CRU高分辨率格点资料揭示的20世纪中国气候变化. 大气科学,**30**:894-904.

吴文祥,刘东生. 2001. 4000a BP前后降温事件与中华文明的诞生. 第四纪研究,**21**(5):443-451.

吴文祥,刘东生. 2002. 5500 aBP气候事件在三大文明古国古文明和古文化演化中的作用. 地学前缘,**9**:151-162.

吴锡浩,安芷生. 1996. 黄土高原黄土—古土壤序列与青藏高原隆升. 中国科学,(D辑),**26**:103-110.

吴锡浩,王苏民,安芷生,等. 1998. 关于晚新生代准1.2 Ma周期构造气候旋回. 地质力学学报,**4**:1-10.

夏商周断代工程专家组. 2000. 夏商周断代工程,1996—2000年阶段成果报告(简本). 北京:世界图书出版公司,pp1-118.

夏正楷,王赞红,赵青春. 2003. 我国中原地区3500 aBP前后的异常洪水事件及其气候背景. 中国科学(D辑)**33**(9):881-888.

夏正楷,杨晓燕. 2003. 我国北方4 kaBP前后异常洪水事件的初步研究. 第四纪研究,**23**(6):667-674.

谢崇安. 2002. 沉沙中的失乐园,追踪上古印度文明. 重庆:重庆出版社,122-132.

徐国昌. 1997. 中国干旱半干旱区气候. 北京:气象出版社,pp1-101.

徐旭生. 2003. 中国古史的转说时代. 桂林:广西师范大学出版社,pp1-366.

许靖华. 1998. 太阳、气候、饥荒与民族大迁移. 中国科学,D辑,**28**(4):365-384.

许顺湛. 2005. 五帝时代研究. 郑州:中州古籍出版社,pp1-549.

许顺湛. 1999. 中国历史上有个五帝时代. 中原文物,(2):39-48.

严文明. 2000. 长江流域在中国文明起源中的地位和作用. 见:农业发生与文明起源. 北京:科学出版社,90-98.

严文明主编. 2006. 中华文明史. 北京:北京大学出版社.

颜海英. 1999. 守望和谐,古埃及文明探秘. 昆明:云南人民出版社,37-40.

颜海英. 2002. 走遍埃及. 昆明:云南人民出版社,216-220.

杨保,Braeuning A. 2006. 近千年青藏高原的温度变化. 气候变化研究进展,**2**(3):104-107.
杨保,谭明. 2009. 近千年东亚夏季风演变历史重建及与区域温湿变化关系的讨论. 第四纪研究,**29**(5):880-887.
杨怀仁. 1993. 古季风,古海面与中国全新世大洪水. 见:么枕生,主编. 气象学研究——气候与中国气候问题. 北京:气象出版社,194-204.
杨琰,袁道先,程海,等. 2010. 末次冰消期亚洲季风突变事件的精确定年:以贵州衙门洞石笋为例. 中国科学 D 辑:地球科学,**40**:199-210.
姚檀栋,秦大河,徐柏青等. 2006. 冰芯记录的过去 1000 a 青藏高原温度变化. 气候变化研究进展,**2**(3):99-103.
殷春敏,邱维理,李容全. 2001. 全新世华北平原古洪水. 北京师范大学学报(自然科学版),**37**(2):280-284.
西代锡,陈晓红. 2003. 失落的文明:古印度. 上海:华东师范大学出版社,30-33.
俞伟超. 1992. 良渚文化与龙山文化衰变的奥秘. 文物天地,(3):9-11.
张碧波,张军. 2007. 中华文明探源. 上海:上海人民出版社,pp1-228.
张德二. 1991. 中国的小冰期及其与全球变化的关系. 第四纪研究,(2):104-112.
张德二主编. 2004. 中国三千年气象记录总集. 南京:凤凰出版社,江苏教育出版社,pp1-3666.
张江凯,魏峻. 2004. 新石器时代考古. 北京:文物出版社,pp1-276.
张兰生. 1997. 我国北方农牧交错的环境演变. 地学前缘,(1):127-136.
张丕远,王铮. 1994. 中国近 2000 年来气候演化的阶段性. 中国科学(B 辑),**24**(9):998-1008.
张强,姜彤. 2003. 长江三角洲地区全新世以来海面变化. 湖泊科学,**15**(增刊):221-229.
张先恭,李小泉. 1982. 本世纪我国气温变化的某些特征. 气象学报,**40**:198-208.
张先恭,赵榛,徐瑞珍. 1981. 祁连山圆柏年轮与我国气候变化趋势. 全国气候变化学术会议文集(一九七八年). 中央气象局气象科学研究院天气气候所编. 北京:科学出版社,26-35.
张绪球. 2004. 屈家岭文化. 北京:文物出版社,pp1-238.
张学海. 2006. 龙山文化. 北京:文物出版社,pp1-225.
章典,詹志勇,林初升等. 2004. 气候变化与中国的战争、社会动乱和朝代变迁. 科学通报,**49**(23):2468-2474.
赵伯乐. 1999. 永恒涅槃—古印度文明探秘. 昆明:云南人民出版社. 17-23.
赵春青,秦文生. 2001. 中华文明传真:原始社会. 上海:上海辞书出版社.
赵宗慈,王绍武,罗勇. 2007. IPCC 成立以来对温度升高的评估与预估. 气候变化研究进展,**3**:183-184.
郑景云,王绍武. 2005. 中国过去 2000 年气候变化的评估. 地理学报,**60**(1):21-31.
中国科学院地理科学与资源研究所,中国第一历史档案馆. 2005. 清代奏折汇编—农业·环境. 北京:商务所书馆,1-640.
中央气象局气象科学研究院主编. 1981. 中国近五百年旱涝分布图集. 北京:地图出版社,1-332.
周静,王苏民,杨桂山. 2006. 新仙女木事件及全新世早中期降温事件——来自洱海湖泊沉积的纪录. 气候变化研究进展,**2**(3):127-130.
周卫建,卢雪峰,武振坤等. 2001. 若尔盖高原全新世气候变化的泥炭记录与加速器放射性碳测年. 科学通报,**45**:1040-1044.
朱龙华. 1991. 世界历史,上古部分. 北京:北京大学出版社,pp1-643.
竺可桢. 1973. 中国五千年来气候变迁的初步研究. 中国科学,**16**(2):226-256.
邹衡. 1998. 中国文明的诞生. 夏商周考古学论文集(续集). 北京:科学出版社,89-94.
Abreu J A, Beer J, Steinhilber F, *et al*. 2008. For how long will the current grand maximum of solar activity persist? *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L20109.
Adler R F, Huffman GJ, Chang A, *et al*. 2003. The version 2 Global Precipitation Climatology Project(GPCP)monthly precipitation analysis(1979—present). *J. Hydrometeorol*, **4**:1147-1167.
Agnihotri R, Dutta K, Bhushan R *et al*. 2002. Evidence for solar forcing on the Indian monsoon during the last millennium. *Earth Planet Sci. Lett.*, **198**:521-527.
Alley R B and ágústsdóttir A M. 2005. The 8k event:Cause and consequences of a major Holocene abrupt climate change. *Quat. Sci. Rev.*, **24**:1123-1149.
Alley R B and Clark P U. 1999. The deglaciation of the northern hemisphere's global perspective. *Ann. Rev. Earth Planet Sci.*, **27**:149-182.
Alley R B, Anandakrishnan S, Jung P. 2001. Stochastic resonance in the North Atlantic. *Paleoceanography*, **16**:190-198.
Alley R B, Clark P U, Keigwin L D, *et al*. 1999. Making sense of millennial-scale climate change. *Geophysical Monograph*

Series, **112**: 386-394.

Alley R B, Marotzke J, Nordhaus W D, *et al*. 2003. Abrupt climate change. Science, **299**: 2005-2010.

Alley R B, Mayewski P A, Sowers T, *et al*. 1997. Holocene climatic instability: A prominent, widespread event 8200 yr ago. *Geology*, **25**: 463-486.

Allison I, Bindoff N L, Binaschadler R A, *et al*. 2009. The Copenhagen diagnosis. Sydney: The University of New South Wales Climate Change Research Centre(CCRC).

An C-B, Feng Z-D, Barton L. 2006. Dry or humid? Mid-Holocene humidity changes in arid and semi-arid China. *Quat. Sci. Rev.*, **25**: 351-361.

An Z S, Kukla G, Porter S C, *et al*. 1991. Magnetic susceptibility evidence of monsoon variation on the loess plateau of central China during the last 130,000 years. *Quat. Res.*, **36**: 29-36.

An Z S, Kutzbach J E, Prell W L, *et al*. 2001. Evolution of Asian monsoons and phased uplift of the Himalaya-Tibetan plateau since Late Miocene time. *Nature*, **411**: 62-66.

An Z S, Liu T S, Lu Y C, *et al*. 1990. The long term paleomonsoon variation recorded by the loess-paleosol sequence in central China. *Quat. Internat.*, **7/8**: 91-95.

An Z S, Porter S C, Kutzbach J E, *et al*. 2000. Asynchronous Holocene optimum of the East Asian monsoon. *Quat. Sci. Rev.*, **19**: 743-764.

An Z S, 2000. The history and variability of the East Asian Paleomonsoon climate. *Quat. Sci. Rev.*, **19**: 171-187.

An Zhisheng, Wu Xihao, Wang Pinxian, *et al*. 1991. Paleomonsoons of China over the last 130000 years. *Science in China* (Ser B), **14**: 1016-1029.

Anderson D M, Overpeck J T, Gupta A K. 2002. Increase in the Asian Sonthwest Monsoon during the past four centuries. *Science*, **297**: 596-599.

Archibald J D, Clemens W A, Padian K, *et al*. 2010. Cretaceous extinctions: Multiple causes. *Science*, **328**: 973.

Ashok K, Behera S K, Rao S A, *et al*. 2007. El Niño Modoki and its possible teleconnection. *J. Geophys. Res.*, **112**: C11007, doi: 11010. 11029/12006JC003798.

Baker P A, Seltzer G O, Fritz S L, *et al*. 2001. The history of South America tropical precipitation for the last 25,000 years. *Science*, **291**: 640-643.

Bambach R K. 2006. Phanerozoic biodiversity mass extinctions. *Annu. Rev. Earth Planet Sci.*, **34**: 127-155.

Barber D C, Dyke A, Hillaire-Marcel C, *et al*. 1999. Forcing of the cold event of 8. 200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes. *Nature*, **400**: 344-348.

Barker P, Talbot M, Street-Perrott F A, *et al*. 2004. Late Quaternary climatic variability in intertropical Africa. In *Past Climate Variability through Europe and Africa*, Battarbee R W, Gasse F, Stickley C E(eds). Dordrecht: Springer, 117-138.

Barnosky A D, Matzke N, Tomiya S, *et al*. 2011. Has the Earth's sixth mass extinction already arrived. *Nature*, **471**: 51-57.

Bassett S E, Milne G A, Mitrovica J X, *et al*. 2005. Ice sheet and solid earth influences on Far-Field sea-level histories. *Science*, **309**: 925-928.

Bauer E, Ganopolski A, Montoya M. 2004. Simulation of the cold climate event 8200 years ago by melt water outburst from Lake Agassiz. Paleoceanography, 19, PA3014, doi: 10. 1029/ 2004PA001030.

Beal L M, De Ruijter W P M, Biastoch A, *et al*. 2011. On the role of the Agulhas system in ocean circulation and climate. *Nature*, **472**: 429-436.

Beaufort L, de Garidel-T, Mix A C, *et al*. 2001. ENSO-like forcing on oceanic primary production during the late Pleistocene. *Science*, **293**: 2440-2444.

Beck C, Grieser J, and Rudolf B. 2005. A new monthly precipitation climatology for the global land areas for the period 1951 to 2000. Climate Status Report, 2004. German Meteorological Service. pp. 181-190. http://www/dwd. de/FindE/Klima/KLIS/prod/KSB/ksb04/28-precipitation. pdf.

Beck J W, Richards D A, Edwards R L, *et al*. 2001. Extremely large variations of atmospheric ^{14}C concentration during the last glacial period. *Science*, **292**: 2453-2458.

Becker L, Poreda R J, Hunt A G, *et al*. 2001. Impact event at the Permian-Triassic Boundary: Evidence from extraterrestrial

noble gases in fullerenes. *Science*, **291**: 1530-1533.

Bell G D and Halpert M S. 1998. Climate assessment for 1997. *BAMS*, **79**(5): S1-S50.

Bender M L. 1998. Interhemispheric phasing of millennial-duration climate events during the last 100ka. AGU Chapman Conference: Mechanisms of Millennial-scale Global Climate Change. Abstracts with Program, 10.

Bender M, Sowers T, Labeyrie L, 1994. The Dole effect and its variation during the last 130000 years as measured in the Vostok ice core. *Glob. Biogeochem Cycles*, **8**: 363-376.

Benestad R E. 2010. Low solar activity is blamed for winter chill over Europe. *Environ. Res. Lett.*, **5**, 021001.

Bentaleb I, Caratini C, Fontugne M, *et al*. 1997. Monsoon regime variations during the late Holocene in the south western India. In: Dalfes H N, Kukla G, Weiss H, eds. *Third Millennium BC Climate Change and Old World Collapse*. Berlin, Heidelberg: Springer Verlag, 475-488.

Berger A and Loutre M F. 2002. An exceptionally long interglacial ahead? *Science*, **297**: 1287-1288.

Berger A L and Loutre M F. 1991. Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quat. Sci. Rev.*, **10**: 297-317.

Berger A L, Loutre M F, Laskar J. 1992. Stability of the astronomical frequencies over the Earth's history for paleoclimate studies, *Science*, **255**: 560-566.

Berger A L. 1978. Long-term variations of daily insolation and Quaternary climatic changes, *J. Atmos. Sci.*, **35**: 2362-2367.

Berger A. 1978. Long-term variation of caloric solar radiation resulting from the earth's orbital elements. *Quat. Res.*, **9**: 139-167.

Berger A. 1977. Support for the astronomical theory of climate change. *Nature*, **269**: 44-45.

Berkelhammer M, Sinha A, Mudelsee M, *et al*. 2010. Persistent multidecadal power of the Indian summer monsoon. *Earth Planet Sci Lett*, **290**: 166-172.

Bertrand C, Loutre M F, and Berger A. 2002. High frequency variations of the Earth's orbital parameters and climate change. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, doi: 10. 1029/2002 GL015622.

Bianchi G G and McCave I N. 1999. Holocene periodicity in North Atlantic climate and deep-ocean flow south of Iceland. *Nature*, **397**: 515-517.

Bindoff M L, Willebrand J, Artale V, *et al*. 2007. Observations: Oceanic Climate Change and Sea Level. In *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Contribntion of Working Group 1 to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, edited by Solomon S, Qin D, Manning M, *et al*. Cambridge, New York: Cambridge University Press. 385-432.

Bjerknes J. 1969. Atmospheric teleconnection from the equatorial Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, **97**: 163-172.

Blackmon M B, Boville B, Bryan F, *et al*. 2001. The Community Climate System Model, *BAMS*, **82**: 2357-2376.

Blockley S P E, Blaauw M, Ramsey C B, *et al*. 2007. Building and testing age models for radiocarbon dates in Lateglacial and Early Holocene sediments. *Quat. Sci. Rev.*, **26**: 1915-1926.

Bond G C, Showers W, Elliot M, *et al*. 1999. The North Atlantic's 1—2 kyr climate rhythm: Relation to Heinrich events, Dansgaard Oeschger cycles and the Little Ice Age. Clark P U, Webb R S, Keigwin L D. eds, Mechanisms of Global Climate Change at Millennial Time Scale. *Geophysical Monograph*, **112**: 35-58.

Bond G, Broecker W S, Johnson S, *et al*. 1993. Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature*, **365**: 143-147.

Bond G, Heinrich H, Broecker W, *et al*. 1992. Evidence for massive discharges of ice bergs into the North Atlantic Ocean during the last glacial period. *Nature*, **360**: 245-249.

Bond G, Kromer B, Beer J, *et al*. 2001. Persistent solar influence on north Atlantic climate during the Holocene. *Science*, **294**: 2130-2135.

Bond G, Showers W, Cheseby M, *et al*. 1997. A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. *Science*, **278**: 1257-1266.

Booth R K, and Jackson S T. 2003. A high-resolution record of late-Holocene moisture variability from a Michigan raised bog, USA. *The Holocene*, **13**: 863-876.

Booth R K, Jackson S T, Forman S L, *et al*. 2005. A severe centennial-scale drought in mid-continental North America 4200

years ago and apparent global linkages. *The Holocene*, **15**: 321-328.

Bowler J M, Johnston H, Olley J M, *et al*. 2003. New ages for human occupation and climatic change at Lake Mungo, Australia. *Nature*, **421**: 837-840.

Bowring S A, Erwin D H, Jin Y G, *et al*. 1998. U/Pb zircon geochronology and tempo of the End-Permian mass extinction. *Science*, **280**: 1039-1045.

Braconnot P, Harrison S P, Joussaume S, *et al*. 2004. Evaluation of PMIP coupled ocean-atmosphere simulations of the mid-Holocene. In *Past Climate Variability through Europe and Africa*, edited by Battarbee R, Gasse F, and Strickley C E. Dordrecht: Springer, 515-533.

Braconnot P, Joussaume S, Marti O, *et al*. 1999. Synergistic feedbacks from ocean and vegetation on the african monsoon response to mid-Holocene insolation. *Geophys. Res. Lett.*, **26**: 2481-2484.

Braconnot P, Otto-Bliesner B, Harrison, *et al*. 2007a. Results of PMIP2 coupled simulations of the Mid-Holocene and Last Glacial Maximum—Part 1: Experiments and large-scale features. *Climate of the Past*, **3**: 261-277.

Braconnot P, Otto-Bliesner B, Harrison S, *et al*. 2007b. Results of PMIP2 coupled simulations of the Mid-Holocene and Last Glacial Maximum—Part 2: Feedbacks with emphasis on the location of the ITCZ and mid-and high latitudes heat budget. *Climate of the Past*, **3**: 279-296.

Bradbury J P, Leyden B, Salgado-Labouriau M, *et al*. 1981. Late Quaternary history of Lake Valencia Venezuela *Science*, **214**: 1299-1305.

Bradley R S, Jones P D. 1992. When was the "Little Ice Age"? In: Mikami T(ed), *Proceedings of the International Symposium on the Little Ice Age Climate*. Tokyo: Department of Geography, Tokyo Metrop Univ, 1-4.

Briffa K R. 2000. Annual climate variability in the Holocene: Interpreting the message of ancient trees. *Quarter. Sci. Rev.*, **19**: 87-105.

Broecker W S and van Donk J. 1970. Insolation changes, volumes, and the O^{18} record in deep-sea cores. *Geophys. Space Phys.*, **8**: 169-198.

Broecker W S, 2003. Does the trigger for abrupt climate change reside in the ocean or in the atmosphere? *Science*, **300**: 1519-1522.

Broecker W S. 1997. Thermohaline circulation, the Achilles Heel of our climate system: will man-made CO_2 upset the current balance? *Science*, **278**: 1582-1588.

Broecker W S. 2001. Was the Medieval Warm Period global? *Science*, **291**: 1497-1499.

Broecker W. 1991. The great ocean conveyor. *Oceanography*, **4**: 79-89.

Brohan P, Kennedy J J, Harris I, *et al*. 2006. Uncertainty estimates in regional and global observed temperature changes: A new data set from 1850. *J. Geophys. Res.*, **111**, D12106, doi: 101029/2005 J D006548.

Brook E J, White J W C, Schilla ASM, *et al*. 2005. Timing of millennial-scale climate change at Siple Dome, West Antarctica, during the last glacial period. *Quat. Sci. Rev.*, **24**: 1333-1343.

Brook E J. Sowers T, Orchado J. 1996. Rapid variations of atmospheric methane concentrations during the past 110,000 years. *Science*, **273**: 1087-1091.

Brown E T and Johnson T C. 2005. Coherence between tropical East African and South American records of the Little Ice Age. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 6, Q12005, doi: 10. 1029/2005 GC000959.

Brown S L, Bierman P R, Lini A, *et al*. 2000. 10 000 yr record extreme hydrological events. *Geology*, **28**: 335-338.

Bryant E. 1997. *Climate Process and Change*. Cambridge: Cambridge University Press(刘东生等编译, 2004. 气候过程和气候变化. 北京: 科学出版社).

Bryson R A and Bryson R U. 1997. High-resolution simulations of regional Holocene climate: North Africa and the Near East. In: *Third Millennium B C Climate Change and Old World Collapse*, Dalfes H N, Kukla G, Weiss H, eds Berlin Heidelberg: Spriner-Verlag, 565-593.

Bryson R A, Swain A M. 1981. Holocene variations of monsoon rainfall Rajasthan. *Quat. Res.*, **16**: 135-145.

Buchen L. 2010. What will the next solar cycle bring? *Nature*, **463**: 414.

Budyko M I. 1969. The effect of solar radiation variations on the climate of the Earth. *Tellus*, **21**: 611-619.

Büntgen U and Tegel W. 2011. European tree-ring data and the Medieval Climate Anomaly. *PAGES News*, **19**(1): 14-15.

Büntgen U, Frank D C, Nieveragelt D, *et al*. 2006. Summer temperature variations in the European Alps, A. D. 755-2004.

J. Clim., **19**:5606-5623.

Büntgen U, Tegel W, Nicolussi K, *et al*. 2011. 2500 years of European climate variability and human susceptibility. *Science*, **331**:578-582.

Büntgen U, Trouet V, Frank D, *et al*. 2010. Tree-ring indicators of German summer drought over the last millennium. *Quat. Sci. Rev.*, **29**:1005-1016.

Burroughs W J. 2005. *Climate Change in Prehistory*. Cambridge:Cambridge University Press.

Caillon N, Severinghaus J P, Jouzel J, *et al*. 2003. Timing of atmospheric CO_2 and Antarctic temperature changes across Termination III. *Science*, **299**:1728-1731.

Callendar G S. 1938. The artficial production of carbon dioxide and its influence on temperature. *Quant. J. Roy. Meteor. Soc.*, **64**:223-237.

Callendar G S. 1961. Temperature fluctuations and trends over the Earth. *Quat. J. Roy. Meteor. Soc.*, **87**:1-12.

Cane M A, Zebiak S E and Dolan S C. 1986. Experimental forecasts of El Niño. *Nature*, **321**:827-83?.

Cane M and Clement A C. 1999. A role for the tropical Pacific coupled ocean-atmosphere system on Milankovitch and millennial timescales. Part II:global impacts. *Geophysical Monograph*, **112**:373-383.

Carlson A E, Stoner J S, Donnelly J P, *et al*. 2008. Response of the southern Greenland ice sheet during the last two deglaciations. *Geology*. **36**:359-362.

Carslaw K S, Harrison R G, Kirkby J. 2002. Cosmic rays, clouds and Climate. *Science*, **298**:1732-1736.

Cazenave A and Nerem R S. 2004. Present-day sea level change:observations and causes. *Rev Geophys*, **42**(3), RG3001, doi:10. 1029/2003RG000139.

Chase B M, Meadows M E, Carr A S, *et al*. 2010. Evidence for progressive Holocene aridification in southern Africa recorded in Namibian hyrax middens:Implications for African Monsoon dynamics and the "African Humid Period". *Quat. Res.*, **74**:36-45.

Chen Fa-Hu and Wang Jian-Min. 1999. Environmental Changes documented by sedimentation of Lake Yiema in arid China since the late Glaciation. *J. Paleolimnology*, **22**:159-169.

Chen Fahu, Wu Wei, Holmes J A, *et al*. 2003. A mid-Holocene drought interval as evidenced by lake desiccation in the Alashan Plateau, Inner Mongolia, China. *Chinese. Sci. Bull.*, **48**:1401-1410.

Chen Fahu, Yu Zicheng, Yang Meilin, *et al*. 2008. Holocene moisture evolution in arid central Asia and its out-of-phase relationship with Asian monsoon history. *Quat. Sci. Rev.*, **27**:351-364.

Chen M, Xie P and Janowiak J E. 2002. Global land precipitation:a 50-yr monthly analysis based on gauge observations. *J. Hydrometeorol.*, **3**:249-266.

Cheng Hai, Edwards R L, Broecker W S, *et al*. 2009. Ice age terminations. *Science*, **326**:248-252.

Cheng Hai, Edwards R L, Wang Yongjin, *et al*. 2006. A penultimate glacial monsoon record from Hulu Cave and two-phase glacial terminations. *Geology*, **34**:217-220.

Christy J R Spencer R W, Norris W B, *et al*. 2003. Error estimates of version 5. 0 of MSU/AMSU bulk atmospheric temperatures. *J. Atmos. Ocean Technol.*, **20**:613-629.

Chu G, Sun Q, Li S, *et al*. 2005. Long-chain alkenone distributions and temperature dependence in lacustrine surface sediments from China. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **69**:4985-5003.

Chu Kochen. 1973. A preliminary study on the climatic change during the last 5000 years in China. *Science of China*, **16**:226-256.

Church J A and White N J. 2006. A 20th century acceleration in global sea-level rise. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L01602, doi:10. 1029/2005GL024826.

Clark P U, Dyke A S, Shakun J D, *et al*. 2009. The Last Glacial Maximum. *Science*, **325**:710-714.

Clark P U, McCabe A M, Mix A C, *et al*. 2004. Rapid rise of sea level 19,000 years ago and its global implications. *Science*, **304**:1141-1144.

Clark P U, Mix A C. 2002. Ice sheets and sea level of the last Glacial Maximum. *Quat. Sci. Rev.*, **21**:1-7.

Clark P U, Pisias N G, Stocker T F, *et al*. 2002. The role of the thermohaline circulation in abrupt climate change. *Nature*, **415**:863-869.

Clark P U, Webb R S, Keigwin L D. 1999. Mechanisms of Global Climate Change at Millennial Time Scales. *Geophysical*

Monograph Series,**112**,pp394.

Claussen M and Gayler V. 1997. The greening of Sahara during the mid-Holocene results of an interactive atmosphere-biome model. *Global Ecol. Biogegrap. Lett.*,**6**:369-377.

Claussen M,Kubatzki C,Brookin V,*et al*. 1999. Simulation of an abrupt change in Saharan vegetation in the mid-Holocene. *Geophys. Res. Lett.*,**26**:2037-2040.

Claussen M,Mysak L A,Weaver A J,*et al*. 2002. Earth system models of intermediate complexity:closing the spectrum of climate system models. *Clim. Dyn.*,**18**:579-586.

Claussen M. 2003. Simulation of Holocene climate change using climate-system models. In *Global Change in the Holocene*, edited by Mackay A,Battarbee R,Birks J,*et al*. London:ARNOLO,422-434.

Clement A C and Cane M. 1999. A role for the tropical Pacific coupled ocean-atmosphere system on Milankovitch and millennial timescales. Part I:A modeling study of tropical Pacific variability. *Geophysical Monograph*,**112**:363-371.

Clement A C,Seager R,Cane M A. 1999. Orbital controls on the El Nino/Southern Oscillation and the tropical climate. *Paleceanography*,**14**:441-456.

Clilverd M A,Clarke E,Rishbeth H,*et al*. 2003. Solar activity levels in 2100. *Astron Geophys*,**44**,5. 20-5. 22.

CLIMAP Project Members. 1981. Seasonal reconstructions of the Earth's surface at the last glacial maximum. Geological Society of America Map and Chart Series Mc-36.

CLIMAP Project Members. 1984. The last interglacial ocean. *Quat. Res.*,**21**:123-224.

CLIMAP Project Members. 1976. The surface of the ice-age earth. *Science*,**191**:1138-1144.

COHMAP Members. 1988. Climate changes of the last 18 000 years:Observations and model simulations. *Science*,**241**:1043-1052.

Collins J A,Schefuβ E,Heslop D,*et al*. 2011. Interhemispheric symmetry of the tropical African rainbelt over the past 23,000 years. *Nature Geoscience*,**4**:42-45.

Collins M,Booth B B B,Harris G R,*et al*. 2006b. Toward quantifying uncertainty in transient climate change. *Climate Dynamics*,**27**:127-147.

Collins W D,Rasch P J,Boville B A,*et al*. 2006a. The formulation and atmospheric simulation of the Community Atmosphere Model:CAM3,*J. Climate*,**19**:2144-2161.

Compton J S. 2011. Pleistocene sea-level fluctuations and human evolution on the southern coastal Plain of South Africa. *Quat. Sci. Rev.*,**30**:506-527.

Courty M A,Weiss H. 1997. The scenario of environmental degradation in the Tell Leilan Region,N E Syria,during the late third Millennium abrupt climate change. In:Dalfes H N,Kukla G,Weiss H,eds. *Third Millennium BC Climate Change and Old World Collapse*. Berlin,Heidelberg:Springer Verlag,107-147.

Craig I and Singer S F(eds). 2009. *Climate Change Reconsidered*:2009 *Report of the Nongovernmental International Panel on Climate Change*(NIPCC). The Heartland Institute,pp1-855.

Crosta X. 2007. Late Quaternary Antarctic sea-ice history:Evidence from deep-sea sediment records. *PAGES News*,**15**(2):13-14.

Crowell J G. 1999. Pre-Mesozoic Ice Age:Their Bearing on Understanding the Climate System(Memoir Geological Society of America,Boulder,CO.),**192**.

Crowley T J and Lowry T. 2000. How warm was the medieval warm period? A comment on man-made versus natural climate change. *Ambio*,**39**:51-54.

Crowley T J and North G R. 1991. *Paleoclimatology*. Oxford Univ Press,New York,p246.

Crowley T J. 2000. Causes of climate change over the past 1000 years. *Science*,**289**:270-277.

Cutler K B,Edwards R L,Tatlor F W,*et al*. 2003. Rapid sea-level fall and deep-ocean temperature change since the last interglacial period. *Earth Planet Sci. Lett.*,**206**:253-271.

Dahl S O,Nesje A. 1994. Holocene glacier fluctuation at Hardangerjokulen,central-southern Norway:A high-resolution composite chronology from lacustrine and terrestrial deposits,*The Holocene*,**4**:269-277.

Dai A,Karl T R,Sun B,*et al*. 2006. Recent trends in cloudiness over the United States:A tale of monitoring in adequacies. *Bull. Amer. Meleor. Soc.*,**87**:597-606.

Dalfes H N,Kukla G,Weiss H,eds. 1997. *Third Millennium B C Climate Change and Old World Collapse*. Heidelberg:

Springer Verlag, pp1-728.

Damnati B. 2000. Holocene lake records in the Northern Hemisphere of Africa. *J. African Earth Sci.*, **31**: 253-262.

Dansgaard W and Oeschger H. 1989. In *The Environmental Record in Glaciers and Ice Sheets*, Oeschger H and Langway C C(eds). Chichester: Wiley, 287-318.

Dansgaard W, Clausen H B, Gundestrup, *et al*. 1982. A new Greenland deep ice core. *Science*, **218**: 1273-1277.

Dansgaard W, Johnsen S J, Clausen H B, *et al*. 1993. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, **364**: 218-220.

Davis B A S, Brewer S, Stevenson A C, *et al*. 2003. The temperature of Europe during the Holocene reconstructed from pollen data. *Quat. Sci. Rev.*, **20**: 1701-1706.

de la Mare W K. 1997. Abrupt mid-20th century decline in Antarctic sea ice extent from whaling records. *Nature*, **389**: 57-61.

de Vernal A and Hillaire-Marcel C. 2000. Sea-ice cover, sea-surface salinity and halo-thermocline structure of the northwest North Atlantic: modern versus full glacial conditions. *Quat. Sci. Rev.*, **19**: 65-85.

Deevey E S and Flint R F. 1957. Postglacial Hypsithermal interval. *Science*, **125**: 182-184.

deMenocal P B. 2011. Climate and human evolution. *Science*, **331**: 540-542.

deMenocal P B. 2001. Cultural responses to climate change during the late Holocene. *Science*. **292**: 667-673.

deMenocal P, Ortiz J, Guilderson T, *et al*. 2000a. Abrupt onset and termination of the African Humid Period: Rapid climate responses to gradual insolation forcing. *Quat. Sci. Rev.*, **19**: 347-361.

deMenocal P D, Ortiz J, Guilderson T, *et al*. 2000b. Coherent high-and low-latitude climate variability during the Holocene warm period. *Science*, **288**: 2198-2202.

Denton G H and Hughes T J. 2002. Reconstructing the Antarctic ice sheet at the Last Glacial Maximum. *Quat. Sci. Rev.*, **21**: 193-202.

Denton G H, Anderson R F, Toggweiler J R, *et al*. 2010. The Last Glacial Termination. *Science*, **328**: 1652-1656.

Denton G H, Broecker W S, and Alley R B. 2006. The mystery interval 17. 5-14. 5 kyrs ago. *PAGES News*, **14**(2): 14-16.

Denton G H, Hughes T J. 1981. *The Last Great Ice Sheets*, New York: Wiley, 484.

Denton G H, Karlén W. 1973. Holocene climatic variations-their pattern and possible cause. *Quat. Res.*, **21**: 155-205.

Denton G H, Porter S C. 1970. Neoglaciation. *Scientific American*, **222**: 101-110.

Deser C and Wallace J M. 1990. Large-scale atmospheric circulation features of warm and cold episodes in the tropical Pacific. *J. Climate*, **3**: 1254-1281.

Deser C, A S Phillips, and J W Hurrell. 2004. Pacific interdecadal climate variability: Linkages between the tropics and the north Pacific during boreal winter since 1900. *J. Clim.*, **17**: 3109-3124.

Deser C, Alexander M A, Xie S P, *et al*. 2010. Sea surface temperature variability: Patterns and mechanisms. *Annu. Rev. Mar. Sci.*, **2**: 115-143.

Deser C. 2000. On the teleconnectivity of the Arctic Oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, **27**: 779-782.

Diaz H F and Pulwarty R S. 1994. An analysis of the time scales of variability in centuries-long ENSO-sensitive records in the last 1000 years. *Climate Change*, **26**: 317-342.

Diaz H F, Trigo R, Barrlopedro D, *et al*. 2011. The Medieval Warm Period redux: Where and when was it warm? *PAGES news*, **19**(1): 32.

Dikinson R E. 1975. Solar variability and the lower atmosphere. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **56**(12): 1240-1248.

Ding Z L, Derbyshire E, Yang S L, *et al*. 2002. Stacked 2. 6-Ma grain size record from the Chinese loess based on five sections and correlation with the deep-sea $\delta^{18}O$ record. *Paleoceanography*, **17**, 1033, doi: 10, 1029/2001 PA 000725.

Ding Z L, Liu T S, Rutter N W, *et al*. 1995. Ice-volume forcing of East Asian winter monsoon variations in the past 800, 000 years. *Quat. Res.*, **44**: 149-159.

Ding Z L, Yu Z W, Rutter N W, *et al*. 1994. Towards an orbital time scale for Chinese loess deposits. *Quat. Sci. Rev.*, **13**: 39-70.

Dirzo R and Raven P H. 2003. Global state of biodiversity and loss. *Annu. Rev. Environ. Resour.*, **28**: 137-167.

Droxler A W and Farrell J W(ed). 2000. Marin Isotope Stage 11(MIS 11): New insights for a warm future. *Global Planetary Change*, **24**: 1-5.

Duplessy J C, Labeyrie L, Arnold M, *et al*. 1992. North Atlantic sea-surface salinity and abrupt climatic changes. *Nature*, **358**: 485-488.

Duplessy J-C, Ivanova E, Murdmaa I, *et al*. 2001. Holocene paleoceanography of northern Barents Sea and variations of the northward heat transport by the Atlantic Ocean. *Boreas*, **30**: 2-16.

Dykoski C A, Edwards R L, Cheng Hai, *et al*. 2005. A high-resolution, absolute-dated Holocene and deglacial Asian monsoon record from Dongge Cave, China. *Earth Panet Sci. Lett.*, **233**: 71-86.

Editorial. 2007. Early Holocene climate oscillations-causes and consequences. *Quat. Sci. Rev.*, **26**: 1901-1906.

Elias S A. 1999. Mid-Wisconsin seasonal temperatures reconstructed from fossil beetle assemblages in eastern North America: Comparisons with other proxy records from the Northern Hemisphere. *J. Quat. Sci.*, **14**: 255-262.

Ellison C R W, Chapman M R, Hall I R. 2006. Surface and deep ocean interactions during the cold climate event 8200 years ago. *Science*, **312**: 1929-1932.

Emiliani C. 1961. Cenozoic climate changes as indicated by the stratigraphy and chronology of deep-sea cores of Globigerina facies. *Annals New York Acad Sci.*, **95**: 521-536.

Emiliani C. 1955. Pleistocene temperatures. *J. Geol.*, **63**: 538-578.

Emmert J T, Lean J L, and Picone J M. 2010. Record-low thermospheric density during the 2008 solar minimum. *Geophys. Res. Lett.*, **37**, L12102, doi: 10. 1029/2010GL043671.

Enfield D B, Mestas-Nuñez A M, Trimble P J. 2001. The Atlantic Multidecadal Oscillation and its relationship to rainfall and river flows in the continental U S. *Geophys. Res. Lett.*, **28**: 2077-2080.

Enzel X, Ely L L, Mishra S, *et al*. 1999. High-resolution Holocene environmental changes in the Thar Desert, Northwestern India. *Science*, **284**: 125-128.

EPICA Community Members. 2004. Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. *Nature*, **429**: 623-628.

Erol O. 1997. Ceomorphologic arguments for mid-to late Holocene environmental change in central Anatolian (Pliuvial) Lake Basins. In: *Third Millennium B C Climate Change and Old World Collapse*, Dalfes H N, Kukla G, Weiss H, eds Berlin Heidelberg: Spriner-Verlag, 321-350.

Erwin D H. 1994. The Permo-Triassic extinction. *Nature*, **367**: 231-236.

Esper J, Cook FR, Schweingruber F H. 2002. Low-frequency signals in long tree-ring chronogies for reconstructing past temperature variability. *Science*, **295**: 2250-2253.

Fairbanks R G. 1989. A 17000-year glacio-eustatic sea level record-influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, **342**: 637-642.

Feulner G and Rahmstorf S. 2010. On the effect of a new grand minimum of solar activity on the future climate on Earth. *Geophys. Res. Lett.*, **37**, L05707, doi: 10. 1029/2010GL042710.

Fleitmann D, Burns S J, Mangini A, *et al*. 2007. Holocene ITCZ and Indian monsoon dynamics recorded in stalagmites from Oman and Yemen (Socotra), *Quat. Sci. Rev.*, **26**: 170-188.

Fleitmann D, Burns S J, Mudelsee M, *et al*. 2003. Holocene forcing of Indian monsoon recorded in a stalagmite from southern Oman. *Science*, **300**: 1737-1739.

Folland C K, J A Renwick, J Salinger, *et al*. 2002. Relative influences of the Interdecadal Pacific Oscillation and ENSO on the South Pacific convergence zone. *Geophys. Res. Lett.*, **29**(13), 1643, doi: 10, 1029/2001 G L 014201.

Folland C K, Karl T R, Christy J R, *et al*. 2001. Observed climate variability and change. In Houghton J T, Ding Y, Griggs DJ, *et al*. *Climate Change* 2001: *The Scientific Basis*, New York: Cambridge University Press, 99-181.

Folland C K, Parker D E, Colman A W, *et al*. 1999. Large scale modes of ocean sarface temperature since the late nineteenth century. In Navarra A (ed), *Beyond El Niño: Decadal and Interdecadal Climate Variability*, Springer-Verlag, 73-102.

Foster M J, Ackerman S A, Bennartz R, *et al*. 2009. Global Cloudiness. In State of the Climate in 2008, Peterson T C and Baringer M O (eds). *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **90**: 529-530.

Foukal P, Fröhlich C, Spruit H, *et al*. 2006. variations in solar luminosity and their effect on Earth's climate. *Nature*, **443**: 161-166.

Fowler A and G Boswuk. 2007. Five centuries of ENSO history recorded in Agathis australis (kauri) tree rings. *PAGES News*, **15**(2): 20-21.

Frakes L A,Francis J E,and Syktus J I. 1992. *Climate Modes of the Phanerozoic*. Cambridge,U K:Cambridge University Press.

Frakes L A. 1979. *Climates throughout geologic time*. Elsevier Scientific Publishing Company(赵希涛等译. 1984. 地质时代的气候. 北京:海洋出版社.).

Fröhlich C,Lean J. 2004. Solar radiative output and its variability:Evidence and mechanisms. *The Astron. Astrophys. Rev.*,**12**:273-320.

Frumkin A,Magaritz M,Carmi I,*et al*. 1991. The Holocene climatic record of the salt caves of Mount Sedom,Israel. *The Holocene*,**1**(3):191-200.

Gao Xuejie,Zhao Zongci,Ding Yihui,*et al*. 2001. Climate change due to greenhonse effects in China as simnlated by a regional climate model. *Adv. Atmos. Sci.*,**18**:1224-1230.

Gasse F. 2000. Hydrological changes in the African tropics since the Last Glacial Maximum. *Quat. Sci. Rew.*,**19**:189-211.

Gasse F. 2001. Paleoclimate:Hydrological changes in Africa. *Science*,**292**:2259-2260.

Ge Quansheng and Wu Wenxiang. 2011. Climate during the Medieval Climate Anomaly in China. *PAGES News*,**19**(1):24-26.

Ge Quansheng,Zheng Jingyun,Fang Xiuqi,*et al*. 2003. Winter half-year temperature reconstruction for the middle and lower reaches of the Yellow River and Yangtze River,China,during the past 2000 years. *The Holocene*,**13**(6):933-940.

Gong D Y and Wang S W. 1999. Definition of Antarctic oscillation index. *Geophys. Res. Lett.*,**26**:459-462.

Gonzalez-Rouco F J,Fernandez-Donado L,Raible C C,*et al*. 2011. Medieval Climate Anomaly to Little Ice Age transition as simualted by current cimate models. *PAGES News*,**19**(1):7-8.

Goose H,Renssen H,Selten F M,*et al*. 2002. Potential causes of abrupt climate events:a numerical study with a three-dimensional climate model. *Geophy. Res. Lett.*,**29**:7/1-7/4.

Goosse H,Renssen H. 2004. Exciting natural modes of variability by solar and volcanic forcing:Idealized and realistic experiments. *Climate Dynamics*,**23**:153-163.

Goosse H,Selten FM,Haarsma R J,*et al*. 2003. Large sea-ice volume anomalies simulated in a coupled climate model. *Climate Dynamics*,**20**:523-536.

Goren-Inbar N,Alperson N,Kislev M E,*et al*. 2004. Evidence of Hominin control of fire at Gesher Benot Ya'aqov,Israel. *Science*,**304**:725-727.

Goslar T. 2003. ^{14}C as an indicator of solar variability. *PAGES News*,**11**(2—3):12-14.

Graham N E,Ammann C M,Fleitmann D,*et al*. 2011. Evidence for global climate reorganization during medieval times. *PAGES News*,**19**(1):9-10.

Greening Earth Society. 2002. *World Climate Report*,**7**(15):1-2.

Griffiths M L,Drysdale R N,Gagan M K,*et al*. 2009. Increasing Australian-Indonesian monsoon rainfall linked to early Holocene sea-level rise. *Nature Geosci.*,**2**:636-639.

GRIP Members. 1993. Climate instability during the last interglacial period recorded in the GRIP ice core. *Nature*,**364**:203-207.

Grootes PM,Stulver M,White J W C,*et al*. 1993. Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. *Nature*,**366**:552-554.

Grove J M,Switzur R. 1994. Glacial geological evidence for the Medieval Warm Period. *Climatic Change*,**26**:143-169.

Grove J M. 2001. The limitation of the "Little Ice Age" in regions round the North Atlantic. *Climate Change*,**48**:53-82.

Grove J M. *The Little Ice Age*. 1988. London and New York:Methuen.

Guo Qiyun,Cai Jingning,Shao Xuemei,*et al*. 2003. Interdecadal variability of East-Asian summer monsoon and its impact on the climate of China. *Acta Geograph. Sinica*,**58**:569-576.

Guo Z T. Nicaole P M. Stefan K. 2000. Holocene non-orbital climate events in present-day arid areas of northern Africa and China. *Global and Planetary Change*,**26**:97-103.

Gupta A K,Andersen D M,Overpeck J T. 2003. Abrupt changes in the Asian southwest monsoon during the Holocene and their links to the North Atlantic Ocean . *Nature*,**421**:354-357.

Hafsten U. 1970. A sub-decision of the Late Pleistocene period on a synchronous basis,intended for global and universal

usage. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*,**7**:279-296.

Haigh J D. 2003. The effects of solar variability on the Earth's climate. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*,**361**:95-111.

Haigh J D. 1996. The impact of solar variability on climate. *Science*,**272**:9.

Hall IR,Bianchi GG,Evans J R. 2004. Centennial to millennial scale Holocene climate-deep water linkage in the North Atlantic. *Quat. Sci. Rev.* ,**23**:1529-1536.

Hallam A and Wignall P B. 1997. *Mass Extinctions and their Aftermath*. Oxford,New York:Oxford University Press, pp1-320.

Haltia-Hovi E,Saarinen T,Kukkonen M. 2007. A 2000-year record of solar forcing on varved lake sediment in eastern Finland. *Quat. Sci. Rev.* ,**26**:678-689.

Halzhauser H,Magny M,Zumbuühl H J. 2005. Glacier and lake-level variations in west-central Europe over the last 3500 years. *The Holocene*,**15**:789-801.

Hansen J and Lebedeff S. 1987. Global trends of measured surface air temperature. *J. Gophys. Res.* ,**92**:13345-13372.

Hansen J,Ruedy R,Sato M *et al*. 2000. Global surface temperature change. http://www. columbia. edu/~jehl/2010.

Hassan F A. 2011. Nile flood discharge during the Medieval Climate Anomaly. *PAGES News*,**19**(1):30-31.

Hassan F A. 1997. Nile floods and political disorder in early Egypt. In:Dalgrad H N,Kukla G,Weiss H(eds),*Third Millennium B C Climate Change and Old World Collapse*. NATO ASI Series,49. Berlin:Springer-Verlag,1-23.

Haug G H,Hughen K A,Sigman D M,*et al*. 2001. Southward migration of the Interopical convergence Zone through the Holocene. *Science*,**293**:1304-1308.

Hays J D, Imbrie J, Shackleton N J. 1976. Vaiations in the earth's orbit: Pacemaker of the iceages. *Science*, **194**: 1121-1132.

Hegerl G C,Zwiers F W,Braconnot P,*et al*,2007. Understanding and attributing climate change. In *Climate Change* 2007: *The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change In Solomon. S,Qin D,Manning M,*et al*. (eds.). Cambridge University Press,Cambridge,United Kingdom and New York,N Y USA,661-745.

Heinrich H. 1988. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. *Quat. Res.* ,**29**:142-152.

Heller F and Liu T S. 1982. Magnetostratigraphic dating of loess deposits in China. *Nature*,**300**:431-433.

Heroy D C,Anderson J B. 2007. Radiocarbon constraints on Antarctic Peninsula ice sheet retreat following the last Glacial Maximum(LGM). *Quat. Sci. Rev.* ,**26**:3286-3297.

Hesselbo S P, McRoberts C A and Palfy J. 2007. Triassic-Jurassic boundary events: Problems, progress, possibilities. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*,**244**:1-10.

Heusser L,1998. Direct correlation of millennial-scale changes in the western North American vegetation and climate with changes in the California current system over the past 60 000 years. *Paleoceanography*,**13**:252-262.

Hillman G R,Hedges R,Moore A,*et al*. 2001. New evidence of late glacial cereal cultivation at Abu Hureyra on the Euphrates. *The Holocene*,**11**:383-393.

Hodell D a,Brenner M,Curtis J H,*et al*. 2005. Climate change on the Yucatan Peninsula during the Little Ice Age. *Quat. Res.* ,**63**:109-121.

Hodell D A,Curtis J H,Jones G A,*et al*. 1991. Reconstruction of Caribbean climate change over the past 10,500 years. *Nature*,**352**:790-793.

Hodell D A,Kanfoush S L,Shemesh A,*et al*. 2001. Abrupt cooling of Antarctic surface waters and sea ice expansion in the South Atlantic sector of the Southern Ocean at 5000 cal yr BP. *Quat. Res.* ,**56**:191-198.

Hoelzmann P,Gasse F,Dupont L,*et al*. 2004. Palaeoenvironmental changes in the arid and subarid belt(Sahara-Sahel Arabian Peninsula)from 150 kyr to present. In *Past Climate Variability through Europe and Africa*,Battarbee R W, Gasse F,Stickley C E(eds). Dordrecht:Springer,219-256.

Hoffman PF,Schrag D P. 2000. Snowball Earth,*Scientific American*,**282**:62-75.

Holbourn A,Kuhnt W,Kawamura H,*et al*. 2005. Orbitally paced paleoproductivity variations in the Timor Sea and Indonesian throughflow variability during the last 460kyr. *Paleoceanography*,**20**,PA3002,doi:10. 1029/2004PA001094.

Hole F. 1997. Evidence for Mid-Holocene environmental change in the western Khabur drainage,Northeastern Syria. In:

Third Millennium B C Climate Change and Old World Collapse, Dalfes H N, Kukla G, Weiss H, eds Berlin Heidelberg: Spriner-Verlag, 39-66.

Holgate S J and Woodworth P L. 2004. Evidence for enhanced coastal sea level rise during the 1990s. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L07305, doi: 10. 1029/2004GL019626.

Holmgren K, Karlen W, Lauritzen S E, *et al*. 1999. A 3000-year high resolution stalagmite-based record of paleoclimate for northeastern South Africa. *The Holocene*, **9**: 295-309.

Holzhauser H, Magny M, and Zumbühl. 2005. Glacier and lake-level variations in west-central Europe over the last 3500 years. *The Holocene*, **15**: 789-801.

Hong Y T, Hong B, Lin Q H *et al*. 2005. Inverse phase oscillations between the East Asian and Indian Ocean summer monsoons during the last 12000 years and paleo-El Niño. *Earth Planet Sci. Lett.*, **231**: 337-346.

Hong Y T, Hong B, Lin Q H, *et al*. 2003. Correlation between Indian Ocean summer monsoon and North Atlantic climate during the Holocene. *Earth Planet Sci. Lett.*, **211**: 371-380.

Hong Y T, Hong B, LinQH, *et al*. 2009. Synchronous climate anomalies in the western North Pacific and North Atlantic regions during the last 14,000 years. *Quat. Sci. Rev.*, **28**: 840-849.

Hong Y T, Jiang H B, Liu T S, *et al*. 2000. Response of climate to solar forcing recorded in a 6000-year $\delta^{18}O$ time-series of Chinese peat cellulose. *The Holocene*, **10**(1), 1-7.

Hong Y T, Wang Z G, Jiang H B, *et al*. 2001. A 6000-year record of changes in drought and precipitation in northeastern China based on $\delta^{13}C$ time series from peat cellulose. *Earth Planet Sci Lett*, **185**: 111-119.

Houghton J T, Meira Filho L G, Callandar B A, *et al*. 1995. *Climate Change 1994*, *Radiation Forcing of Climate Change and an Evaluation of the IPCC. 1S92 Emission Scenarios*. Cambridge. Cambridge University Press, 44.

Hoyt D V and Schatten K H. 1998. Group sunspot numbers: A new solar activity reconstruction. *Solar Physics*, **181**: 491-512.

Huang E, Tian J, Steinke S. 2011. Millennial-scale dynamics of the winter cold tongue in the southern South China Sea over the past 26ka and the East Asian winter monsoon. *Quat. Res.*, **76**: 196-204.

Hughes M K, Diaz H F. 1994a. The Medieval Warm Period. Climatic Change, **26**: No. 2—3 special issue.

Hughes M K, Diaz H F. 1994b. Was there a "Medieval Warm Period" and if so, when and where? *Climate Change*. **26**: 109-142.

Hughes P D M, Blundell A, Charmann DJ, *et al*. 2006. A 8500 cal. Year multi-proxy climate record from a bog in eastern Newfoundland: Contributions of melt water discharge and solar forcing. *Quat. Sci. Rev.*, **25**: 1208-1227.

Hurrell J W. 1995. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation and relationships to regional temperature and precipitation. *Science*, **269**: 676-679.

Hurrell J W, Y Kushnir, G Ottersen, *et al*. 2003. An overview of the North Atlantic Oscillation. In: *The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact*, Hurrell J W(eds). *Geophysical Monograph*, **134**. American Geophysical Union, Washington, D C, 1-35.

Huybers S P. 2006. Early Pleistocene glacial cycles and integrated summer insolation forcing. *Science*, **313**: 508.

Huybrechts P. 2002. Sea-level changes at the LGM from ice-dynamic reconstructions of the Greenland and Antarctic ice sheets during the glacial cycles, *Quat. Sci. Rev.*, **21**: 203-231.

Imbrie J, Berger A, Boyle E A, *et al*. 1993. On the structure and origin of major glaciation cycles 2: The 100 000-year cycle. *Paleoceanograpgy*, **8**: 699-735.

Imbrie J, Boyle E A, Clemens S C, *et al*. 1992. On the structure and origin of major glaciation cycles 1: Linear responses to Milankovitch forcing. *Paleoceanography*, **7**: 701-738.

Issar A S, Govrin Y, Geyh M A, *et al*. 1992. Climate changes during the Upper Holocene in Israel. *Earth Sciences*, **40**: 219-223.

Issar A S, Zohar M. 2004. *Climate Change-Environment and Civilization in the Middle East*. Berlin: Springer Berlin Heidelberg, pp 1-252.

Jablonski D. 1994. Extinctions in the fossil record. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. B*, **344**: 11-17.

Jacobowitz H, Stowe L L, Ohring G, *et al*. 2003. The Advanced Very High Resolution Rabiometer Pathfinder Atmosthere (PATMOS) climate dataset: A resource for climate research. *Bull. Am. Meteor. Soc.*, **84**: 785-793.

Jansen E,Overpeck J,Briffa K R *et al*. 2007. Palaeoclimate. In:*Climate Change* 2007:*The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Solomon S,Qin D,Manning M,*et al*. (eds). Cambridge:Cambridge University Press,435-497.

Ji J F,Shen J,Balsam W,*et al*. 2005. Asian monsoon oscillations in the northeastern Qinghai-Tibet Plateau since the late glacial as interpreted from visible reflectance of Qinghai Lake sediments. *Earth Planet Sci. Lett.*,**233**:61-70.

Johnsen S J,Clausen H B,Dansgaard W,*et al*. 1992. Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core. *Nature*,**359**:311-313.

Jones P D and Mann M E. 2004. Climate over past millennium. *Rev. Geophys*.**42**:1-42.

Jones P D and Moberg A. 2003. Hemispheric and large-scale surface air temperature variations:An extensive revision and an update to 2001. *J. Clim.*,**16**:206-223.

Jones P D,Briffa K R,Barnett T P,*et al*. 1998. High-resolution paleoclimatic records for the last millennium:Integration, interpretation and comparison with General Circulation Model control run temperatures. *The Holocene*,**8**:455-471.

Jones P D,Osborn T J,Briffa K R. 2001a. The evolution of climate over the last millennium. *Science*,**292**:662-667.

Jones P D,Raper S C B,Bradley R S,*et al*. 1986a. Northern Hemisphere surface air temperature variations,1851-1984. *J. Clim. Appl. Met.*,**25**:161-179.

Jones P D,Raper S C B,Braaley R S,*et al*. 1986b. Southern Hemisphere surface air temperature variations,1851-1984. *J. Clim. Appl. Met.*,**25**:1213-1230.

Jones P D,T Jònsson,and D Wheeler. 1997. Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gilbraltar and south-west Iceland. *Int. J. Clim.*,**17**:1433-1450.

Jones P D,Ogilvie A E J,Davies T D,*et al*. 2001b. Unlocking the doors to past:Recent developments in climate and climate-impact research. In Jones P D *et al*. ,eds. *History and Climate*:*Memories of the Future*? New York,Boston, Dordrecht,London. Moscow:Kluwer Academic/Plenum Publishers,1-8.

Jousaume S,Taylor K E,Braconnot P,*et al*. 1999. Monsoon changes for 6000 years ago:result of 18 simulations from Paleoclimate Modeling Intercomparison Project(PMIP). *Geophys. Res. Lett.*,**26**:859-862.

Jouzel J,Barkov N I,Barnola J M,*et al*. 1993 Extending the Voseok ice-core record of paleoclimate to the penultimate glacial period. *Nature*,**364**:407-412.

Jouzel J,Vaikmae R,Petit J R,*et al*. 1995. The two-step shape and timing of the last deglaciation in Antarctica. *Clim Dyn*, **11**:151-161.

Kaplan A. 2011. 1.1 Patterns and indices of climate variability. In:Blwnden J,Arndt D S,Baringer M O(eds),State of the Climate in 2010,*BAMS*,**92**(6):S20-25.

Karl T R,Hassol,S J,Miller C D *et al*. (eds.). 2006. Temperature Trends in the Lower Atmosphere:Steps for Understanding and Reconcijing Differences. *A report by the Climate Change Science Program and Subcommittee on Global Change Research*. Washington, DC. 180pp., http://www. climatescience. gov/Library/sap/sap1-1/finalrort/default. htm.

Karner D B,Levine J,Medeiros B P,*et al*. 2002. Constructing a stacked benthic $\delta^{18}O$ record. *Paleoceanography*,**17**(3). Doi:10. 1029/2001 PA000667.

Kaufman D S,Ager T A,Anderson N J,*et al*. 2004. Holocene thermal maximum in the western Arctic(0°—180°W). *Quat. Sci. Rev.*,**23**:529-560.

Kelly M J,Edwards R L,Cheng Hai,*et al*. 2006. High resolution characterization of the Asian Monsoon between 146,000 and 99,000 years BP from Dongge Cave,China and global correlation of events surrounding Termination II. *Palaeogeography*,*Palaeoclimatology*,*Palaeoecology*,**236**:20-38.

Kerr R A. 2009. What happened to global warming? Scientists say just wait a bit. *Science*,**326**:28-29.

Kershaw A P,van der Kaars S,Moss P T. 2003. Late Quaternary Milankovitch-scale climatic change and variability and its impact on monsoonal Australasia. *Mar. Geol.*,**201**:81-95.

Kiefer T and Kull C. Preface:Climates of Past Interglacials-a PAGES Perspective. In:*The Climate of Past Interglacials*, Sirocko F,Claussen M,Goni MFS,*et al*. (eds). Amsterdam-Boston-Heidelberg,ELSEVIER,2007,xi-xiii.

Kiehl J T,Hack J J,Bonan G B,*et al*. 1998. The National Center for Atmospheric Research Community Climate Model: CCM3. *J. Climate*,**11**:1131-1150.

Kikby J. 2007. Cosmic rays and climate. *Surv. Geophys*.**28**:333-375.

Kim J-H,Rimbn N,Lorenz S J,*et al*. 2004. North Pacific and North Atlantic sea-surface temperature variability during the Holocene. *Quat. Sci. Rev*. ,**23**:2141-2154.

Kimbel W H and Martin L B(eds). 1993. *Species,Species Concepts,and Primate Evolution*. New York:Plenum Press, pp1-560.

Kirschvink JL. 1992. Late Proterozoic low-latitude globalglaciation:The snow ball Earth. In:SchopfJW,Klein C,eds. *The Proterozoic Biosphere*. Cambridge University Press.

Kittler R,Kayser M,Stoneking M. 2003. Molecular evolution of Pediculus humanus and the origin of clothing. *Current Biology*,**13**:1414-1417.

Kleiven H F,Kissel C,Laj C,*et al*. 2008. Reduced North Atlantic deep water coeval with the glacial Lake Agassiz freshwater outburst. *Science*,**319**:60-64.

Knight J R,Allan R J,Folland C K,*et al*. 2005. Asignature of persistent natural thermohaline circulation cycles in observed climate. *Geophys. Res. Lett*. ,**32**,L20708.

Knight J,Kennedy J J,Folland C,*et al*. 2009. Do global temperature trends over the last decade falsify climate predictions? In State of the Climate in 2008. *Bull. Amer. Meteor. Soc*. ,**90**(8):S22-23.

Knoll A H,Bambach R K,Payne J L,*et al*. 2007. Paleophysiology and end-Permian mass extinction. *Earth Planet Sci. Lett*. ,**256**:295-313.

Knorr G and Lohmann G. 2004. The Southern Ocean as the flywheel of the oceanic conveyor belt circulation. *PAGES News*,**12**(1):11-13.

Kohfeld K E and Harrison S. 2000. How well can we simulated past climates? Evaluating the models using global palaeoenvironmental data seta. *Quat. Sci. Rev*. ,**19**:321-346.

Können G P,Jones PD,KaltofenM H,*et al*. 1998. Pre-1866 extensions of the Southern Oscillation index using early Indonesian and Tahitian meteorological readings. *J. Clim*. ,**11**:2325-2339.

Köppen W. über mehrjährige Perioden der Witterung-Ⅲ. 1881. Mehrjä hrige Änderungen der Temperatur 1841 bis 1875 in den Tropen der nördlishen und südlishen gemössigten Zone, an den Jahres mitteln, untersucht. *Zeitschrift der Österreishischen Gesellschaft für Meteorologie*,Bd XVI:141-150.

Kudrass H R,Hofmann A,Doose H,*et al*. 2001. Modulation and amplification of climate changes in the Northern Hemisphere by the Indian summer monsoon during the past 80 ka. *Geology*,**29**:63-66.

Kuhn W R,Walker J C G,and Marshall H G. 1989. The effect on earth's surface temperature from variations in rotation rate,continent formation,solar luminosity,and carbon dioxide. *J. Geophys. Res*,**94**:11,129-11,136.

Kukla G J,Matthews R K,Mitchell Jr J M. 1972. The end of the present interglacial. *Quat. Res*. ,**2**:261-269.

Kukla G,Berger A,Lotti R,*et al*. 1981. Orbital signature of interglacials. *Nature*,**290**:295-300.

Kumar S,Filipski A,Swarna V,*et al*. 2005. Placing confidence limits on the molecular age of the human-chimpanzee divergence. *PNAS*,**102**:18842-18847.

Kump LR,Kasting JF,and Crane RG. 2004. *The Earth System*,2nd Ed,Pearson Education.

Kutzbach J E and Guetter P J. 1986. The influence of changing orbital parameters and surface boundary conditions on climate simulations for the past 18,000 years. *J. Atmos. Sci*. ,**43**(16):1726-1759.

Kutzbach J E and Liu Z. 1997. Response of the African Monsoon to orbital forcing and ocean feedbacks in the middle Holocene. *Science*,**278**:440-443.

Kutzbach J E,Gallimore R,Harrison SP,*et al*. 1998. Climate simulations for the past 21 000 years. *Quat. Sci. Rev*. ,**17**:473-506.

Kutzbach J E. 1981. Monsoon climate of the early Holocene,climatic experiment using the earths orbital parameters for 9000 years ago. *Science*,**214**:59-61.

Kyte F T. 1998. A meteorite from the Cretaceous/Tertiary boundary. *Nature*,**396**:237-239.

Lamb H H. 1977. Climatic History and the Future,vol 2:*Climate:Present,Past and Future*. London,England:Methuen and Co. Ltd.

Lambeck K,Chappell J. 2001. Sea level change through the last glacial cycle. *Science*,**292**:679-686.

Landsberg H E and Mitchell J M Jr. 1961. Temperature fluctuations and trends over the Earth. *Quat. J. Roy Meteor.*

Soc,**87**:435-436.

Le Treut H,Somerville R,Cubasch U,*et al*. 2007. Historical overview of climate change. In *Climate Change* 2007:*The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change,Solomon S,Qin D,Manning M,*et al*. (eds). Cambridge University Press,Cambridge,United Kingdom and New York,N y. USA,93-127.

Lea D W,Pak D K,Spero H J. 2000. Climate impact of late Quaternary equatorial Pacific sea surface temperature variations. *Science*,**289**:1719-1724.

Lean J L and Rind D H. 2008. How natural and anthropogenic influences alter global and regional surface temperatures: 1889 to 2006. *Geophys. Res. Lett.* ,**35**,L 18701,doi:10. 1029/2008 GL 034864.

Lean J L and Rind D H. 2009. How will earth's surface temperature change in future decades? *Geophys. Res. Lett.* ,**36**,L 15708,doi:10. 1029/2009 GL 038932.

Lean J,Rottman G,Harder J,*et al*. 2005. Source contributions to new understanding of global change and solar variability. *Solar Physics*,**230**:27-53.

Lebatard A-E,Bourlès D L,Duringer P,*et al*. 2008. Cosmogenic nuclide dating of Sahelanthropus tchadensis and Australopithecus bahrelghazal:Mio-Pliocene hominids from Chad. *PNAS*,**105**:3226-3231.

Lee Cheng-yi,Liew Ping-Mei,and Lee Teh-Quei. 2010. Pollen records from southern Taiwan:Implications for East Asian summer monsoon variation during the Holocene. *The Holocene*,**20**. 1:81-89.

LeGrande AN,Schmidt G A,Shindell D T,*et al*. 2006. Consistent simulation of multiple proxy responses to an abrupt climate change event. *PNAS*,**103**:873-842.

Lemcke G. Sturm M. 1997. $\delta^{18}O$ and trace element measurements as proxy for the reconstruction of climate changes at lake Van(Turkey):Preliminary results. In:Dalfes H N,Kukla G,Weiss H,eds. *Third Millennium BC Climate Change and Old World Collapse*. Berlin,Heidelberg:Springer Verlag,653-678.

Lemk P,Ren Jiawen,Alley R B,*et al*. 2007. Observations:Changes in Snow,Ice and Frozen Ground. In *Climate Change* 2007:*The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group 1 to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change,edited by Solomon S,Qin D,Manning M,*et al*. Cambridge,New York:Cambridge University Press. 335-383.

Leuliette E W,Nerem R S and Mitchum G T. 2004. Calibration of TOPEX/Poseidon and Jason altimeter data to construct a contionuous record of mean sea level change. Mar:*Geodesy*,**27**(1—2):79-94.

Leuschner D C and Sirocko F. 2000. The low-latitude monsoon climate during Dansgaard-Oeschger cycles and Heinrich events. *Quat. Sci. Rev.* ,**19**:243-254.

Levin N,Quade J,Simpson S,*et al*. 2004. Isotopic evidence for Plio-Pleistocene environmental change at Gona,Ethiopia. *Earth Planet Sci. Lett.* ,**219**:93-110.

Lézine A-M,Robert C,Saliége J-F,*et al*. 2006. Sediment,pollen and isotope evidence for an Early to Mid-Holocene humid period in the desert of Yemen. *PAGES News*,**14**(2):30-31.

Licciardi J M,Clark P U,Brook C E,*et al*. 2004. Variable responses of western U. S. glaciers during the last deglaciation. *Geology*,**32**:81-84.

Liew P M,Lee C Y,and Kuo C M. 2006. Holocene thermal optimal and climate variability of East Asian monsoon inferred from forest construction of a subalpine pollen sequence,Taiwan. *Earth Plant Sci. Lett.* ,**250**:596-605.

Linsley B K,Dunbar R B,Wellington G M,*et al*. 1994. A coral-based reconstruction of intertropical convergence zone variability over Central America since 1707. *J. Geophys. Res.* ,**99**:9977-9994.

Lisiecki L E,and Raymo M E. 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}O$ records. *Paleoceanography*,**20**,PA 1003,doi:10. 1029/2004 P A 0010719.

Liu Zhonghui,Henderson A C G,and Huang Yongsong. 2006. Alkenone-based reconstruction of late-Holocene surface temperature and salinity changes in Lake Qinghai,China. *Geophy. Res. Lett.* , **33** L09707, doi: 10. 1029/2006GL026151.

Livingston W and Penn M. 2009. Are sunspots different during this solar minimum? *Eos*,**90**(30):257-264.

Lockwood M,Harrison R G,Woollings T,*et al*. 2010. Are cold winters in Europe associated with low solar activity? *Environ. Res. Lett.* ,**5**,024001.

Lockwood M. 2010. Solar change and climate:an update in the light of current exceptional solar minimum. *Proc. R. Soc. A*,**466**:303-329.

Lockwood M. 2006. What do cosmogenic isotopes tell us about past solar forcing of climate? *Space Sci. Rev.*,**125**:95-109.

Lorenz S J,Kim J-H,Rimbu N,*et al*. 2006. Orbitally driven insolation forcing on Holocene climate trends:Evidence from alkenone data and climate modeling. *Paleoceanography*,**21**,PA1003,doi:10. 1029/2005PA001152.

Lorius C,Jonzel J,Raynaud D,*et al*. 1990. Greenhouse warming,climate sensitivity and ice core data. *Nature*,**347**:139-145.

Lorius C,Jouzel J,Ritz C,*et al*. 1985. A 150,000-year climatic record from Antarctic ice. *Nature*,**316**:591-596.

Lotter A F,Eicher U,Siegenthaler U,*et al*. 1992. Late-glacial climate oscillations as recorded in Swiss lake sediments. *J. Quat. Sci.*,**7**:187-204.

Lou J Y,Chen CTA and Wann J K. 1997a. Paleoclimatological records of Great Ghost Lake in Taiwan. *Science in China* (Series D),**40**(3):284-292.

Lou J Y and Chen CTA. 1997b. Paleoclimatological and paleoenvironmental records since 4000BP in the sediments of alpine lakes in Taiwan. *Science in China*(series D). **40**(4):424-431.

Loutre M F,Berger A. 2000. Future climatic changes:are we entering an excentionally long interglacial? *Climatic Change*,**46**:61-90.

loutre M F,Berger A. 2003. Marine Isotope stage 11 as an analogue for the present interglacial. *Global and Dlaretary Change*,**36**:209-217.

Loutre M F,Paillard D,Vimeux F,*et al*. 2004. Does mean annual insolation have the potential to change the climate? *Earth Planet Sci. lett.*,**221**(1—4):1-14.

Lu H,Lin Z X,Wu N Q,*et al*. 2002. Rice domestication and climate change:Phytolith evidence from East Asia. *Boreas*,**31**:378-385.

Lund D C and Curry W. 2006. Florida Current surface temperature and salinity variability during the last millennium. *Paleoceanography*,**21**,PA 2009,doi:10. 1029/2005 PA001218.

Lundstedt H,Liszka L,Lundin R,*et al*. 2006. Long-term activity explored with wavelet methods. *Ann. Geophys*,**24**:769-778.

MacDonald G M and R A Case. 2005. Variations in the Pacific Decadal Oscillation over the past millennium. *Geophys. Res. Lett*,**32**,L08703,doi:10. 1029/2005 GL022478.

Macklin M G,Johnstone E,and Lewin J. 2005. Pervasive and long-term forcing of Holocene river instability and flooding in Great Britain by centennial-scale climate change. *The Holocene*,**15**:937-943.

Magee J W,Miller G H,Spooner N A,*et al*. 2004. Continuous 150k. y. monsoon record from Lake Eyre,Australia:Insolation-forcing implications and unexpected Holocene failure. *Geol.*,**32**:885-888.

Magny M,and Haas J N. 2004. A major widespread climatic change around 5300 cal. yr BP at the time of Alpine Iceman. *J. Quat. Sci.*,**19**:423-430.

Magny M,Vannière M,de Beaulieu J-L,*et al*. 2007. Early-Holocene climate oscillations recorded by lake-level fluctuations in west-central Europe and in central Italy. *Quat. Sci. Rev.*,**26**:1951-1964.

Maley J. 1991. African rainforest vegetation and palaeoenvironments during late Quaternary. *Climate Change*,**19**:79-98.

Mann M E and Jones P D. 2003. Global surface temperatures over the past two millennia. *Geophys. Res. Lett.*,**30**(15),1820:5,1-4.

Mann M E,Bradley R S,Hughes M K. 1999. Northern Hemisphere temperatures during the past millennium:Inferences,uncertainties and limitations. *Geophys. Res. Lett.*,**26**:759-762.

Mann M E,Bradley R S,Hughes M K. 1998. Global-scale temperature patterns and climate forcing over the past six centuries. *Nature*,**392**:779-782.

Mann M E,M A Cane,S E Zebiak,*et al*. 2005. Volcanic and solar forcing of the tropical Pacific over the past 1000 years. *J. Clim.*,**18**:447-456.

Mann M E,Zhang Z H,Hughes M K,*et al*. 2008. Proxy-based reconstructions of hemispheric and global surface temperature variations over the past two millennia. *PNAS*,**105**:13252-13257.

Mann M E,Zhang Z H,Rutherford S,*et al*. 2009. Global signatures and dynamical origins of the Little Ice Age and Medie-

val climate anomaly. *Science*, **326**: 1256-1260.

Mantua N J and Hare S J. 2002. The Pacific Decadal Oscillation. *J. Oceanogr.*, **58**: 35-44.

Mantua N J, Hare S R, Zhang Y, *et al*. 1997. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *BAMS*, **78**: 1069-1079.

Marchant R, Hooghiemstra H. 2004. Rapid environmental change in African and South American tropics around 4000 years before present: A review. *Earth-Science Reviews*, **66**: 217-260.

Marean C W, Bar-Matthews M, Bernatchez J, *et al*. 2007. Early human use of marine resources and pigment in South Africa during the Middle Pleistocene. *Nature*, **449**: 905-908.

Markson R and Muir M. 1980. Solar wind control of the Earth's electric field. *Science*, **206**: 979-990.

Marshall G J. 2003. Trends in the Southern Annular Mode from observations and reanalyses. *J Clim*, **16**: 4134-4143.

Marshall S J, James T S, Clarke G K C. 2002. North American Ice Sheet reconstructions at the Last Glacial Maximum. *Quat. Sci. Rev.*, **21**: 175-192.

Marx S K, McGowan H A, and Kamber B S. 2009. Long-range dust transport from eastern Australia: A proxy for Holocene aridity and ENSO-type climate variability. *Earth Planet Sci. Lett.*, **282**: 167-177.

Mascarelli A L. 2009. Quaternary geologists win timescale vote. *Nature*, **459**: 624.

Maslin M A and Burns S J. 2000. Reconstruction of the Amazon Basin effective moisture availability over the past 14,000 years. *Science*, **290**: 2285-2287.

Maslin M, Pike J, Stickley C, *et al*. 2003. Evidence of Holocene climate variability in marine sediments. In Maakey A, Battarbee R, Birks J, eds. *Global Change in the Holocene*. New York: Oxford University Press Inc, 185-209.

Masson V, Vimenex F, Jouzel J, *et al*. 2000. Holocene climate variability in Antarctica based on 11 ice-core isotopic records. *Quat. Res.*, **542**: 348-358.

Matthes F E, Reid H F, Hobbs W H, *et al*. 1939. Report of committee on glaciers, April 1939. *Transactions, AGU*, **20**: 518-523.

Mayewski P A, Rohling E E, Stager J C, *et al*. 2004. Holocene climate variability. *Quat. Res.*, **62**: 243-255.

Mayle FE, Burbridge R, and Killeen T J. 2000. Millennial-scale dynamics of southern Amazonian rain forests. *Science*, **290**: 2291-2294.

Mayr C, Fey M, Haberzettl T, *et al*. 2005. Palaeoenvironmental changes in southern Patagonia during the last millennium recorded in lake sediments from Laguna Azul(Argentina). *Palaeogeography, palaeoclimatology, Palaeoecology*, **228**: 203-227.

Mayr C, Wille M, Haberzettl T, *et al*. 2007. Holocene variability of the Southern Hemisphere westerlies in Argentinean Patagonia(52°S). *Quat. Sci. Rev.*, **26**: 579-584.

McBrearty S and Brooks A S. 2000. The revolution that wasn't: A new interpretation of the origin of modern human behavior. *J. Hum. Evol.*, **39**: 453-563.

McCracken K G and McDonald F B. 2004. A phenomenological study of the long-term cosmic ray modulation, 850-1958AD. *J. Geophys. Res.*, **109**, A12103.

McDermott F, Mattey D P, Hawkesworth C. 2001. Centennial-scale Holocene climate variability revealed by a high-resolution speleothem $\delta^{18}O$ record from S W Ireland. *Science*, **294**: 1328-1331.

McDougall I, Brown F H, and Fleagle J G. 2005. Stratigraphic placement and age of modern humans from Kibish, Ethiopia. *Nature*, **433**: 733-736.

McGlone M S, Kershaw A P, Markgraf V. 1992. El Niño/Southern Oscillation climatic variability in Australasian and South American Paleoenvironmental records. In: Diaz and Markgraf(eds), *El Niño, Historical and Paleoclimatic Aspects of the Southern Oscillation*. Cambridge University Press, 419-433.

McIntyre S and McKitrick R. 2005. Hockey sticks, principal components and spurious significance. *Geophys. Res. Lett.*, **32**(3), L03710.

McIntyre S, McKitrick R. Corrections to the Mann *et al*. 2003. (1998)proxy data base and Northern Hemispheric average temperature series. *Energy and Environment*, **14**(6): 751-771.

McManus J F, Oppo D W, Cullen J L. 1999. A 0.5-million-year record of millennial-scale climate variability in the North Atlantic. *Science*, **283**: 971-975.

Mears C A, and Wentz F J. 2005. The effect of diurnal correction on satellite-derived lower tropospheric temperature. *Science*, **309**: 1548-1551.

Mikami T. 1992. Proceedings of the International Symposium on the Little Ice Age Climate. Tokyo: Department Geography Tokyo Metropolitan University.

Miller G H, Alley R B, Brigham-Grette J, *et al*. 2010. Arctic amplification: Can the past constrain the future? *Quat. Sci. Rev.*, **29**: 1779-1790.

Mitchell J M. 1961. Recent secular changes of global temperature. *Ann. N. Y. Acad Sci.*, **95**: 235-250.

Mitchell T D, and Jones P D. 2005. An improved method of constructing a data base of monthly climate observations and associated high-resolution grids. *Int. J. Climatol.*, **25**: 693-712.

Mix A C, Bard E, Schneider R. 2001. Environmental processes of the ice age: Land, oceans, glaciers (EPILOG). *Quat. Sci. Rev.*, **20**: 627-657.

Moberg A, Sonechkin D M, Holmgren K, *et al*. 2005. Highly variable northern hemisphere temperatures reconstructed from low-and high-resolution proxy data. *Nature*, **433**: 613-617.

Monnin E, Indermühle A, Dallenbach A, *et al*. 2001. Atmospheric CO_2 concentrations over the last glacial termination. *Science*, **291**: 112-114.

Moreno A, Morellón M, Martin-Puertas C, *et al*. 2011. Was there a common hydrological pattern in the Iberian Peninsula region during the Medieval Climate Anomaly? *PAGES news*, **19**(1): 16-18.

Moreno P I, Françsois J P, Villa-Martínez R P, *et al*. 2009. Millennial-scale variability in Southern Hemisphere westerly wind activity over the last 5000 years, in S W Patagonia. *Quat. Sci. Rev.*, **28**: 25-38.

Moros M, Emeis K C, Risebrobakken B, *et al*. 2004. Sea surface temperatures and ice rafting in the Holocene North Atlantic: Climate influences on northern Europe and Greenland. *Quat. Sci. Rev.*, **23**: 2113-2126.

Morrill C, Overpeck J T, and Cole J E. 2003. A synthesis of abrupt changes in the Asian summer monsoon since the last deglaciation. *The Holocene*, **13**: 465-476.

Mosley-Thompson E, Thompson L G. 1982. Nine centuries of microparticle, deposition at the south pole. *Quat. Res.*, **17**: 1-13.

Moy C M, Seltzer G O, Rodbell D T, *et al*. 2002. Variability of El Nino Southern Oscillation activity at millennial timesscale during the Holocene Epoch. *Nature*, **420**: 162-165.

Mudelsee M. 2001. The phase relations among atmospheric CO_2 content, temperature and global ice volume over the past 420ka. *Quat. Sci. Rev.*, **20**: 583-589.

Mukhopadhyay S, Farley K A and Montanari A. 2010. A short duration of the Cretaceius-Tertiary boundary event: Evidence from extraterrestrial helium-3. *Science*, **291**: 1952-1955.

Müller U C, Pross J. 2007. Lesson from the past: Present insolation minimum holds potential for glacial inception. *Quat. Sci. Rev.*, **26**: 3025-3029.

Mullins H T and Halfman J D. 2001. High-resolution seismic reflection evidence for middle Holocene environmental change, Owasco Lake, New York. *Quat. Res.*, **55**: 322-331.

Murphy A E, Sageman B B and Hollander D J. 2000. Eutrophication by decoupling of the marine biogeochemical cycles of C, N and P: A mechanism for the Late Devonian mass extinction. *Geology*, **28**: 427-430.

Myers N. 1990. Mass extinctions: What can the past tell us about present and future? *Palaeogeogr Palaeoclimateol Palaeoecol*, **82**: 175-185.

Nakagawa T, Tarasov P E, Kitagawa H, *et al*. 2006. Seasonally specific responses of the East Asian monsoon to deglacial climate changes. *Geology*, **34**: 521-524.

Nakagawa T. Kitagawa H, Yasuda Y, *et al*. 2003. Asynchronous climate changes in the North Atlantic and Japan during the last termination. *Science*, **299**: 688-691.

Nan S and Li J P. 2003. The relationship between the summer precipitation in the Yangtze River valley and the boreal spring Southern Hemisphere annular mode. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 2266, doi: 10. 1029/2003GL018381.

Nesje A and Dahl S O. 1993. Lateglacial and Holocene glacier fluctuations and climate variations in western Norway: A review. *Quat. Sci. Rev.*, **12**: 255-261.

Nesje A and Kvamme M. 1991. Holocene glacier and climate variations in western Norway: Evidence for early Holocene

glacier demise and multiple neoglacial events. *Geology*,**19**:610-612.

Nesje A,Matthews J A,Dahl S O,*et al*. 2001. Holocene glacier fluctuations of Flatebreen and winter-precipitation changes in the Jostedalsbreen region,western Norway,based on glaciolacustrine sediment records. *The Holocene*,**11**:267-280.

Newton A,Thunell R,and Stott L. 2006. Climate and hydrographic variability in the Indo-Pacific Warm Pool during the last millennium. *Geophys. Res. Lett*. ,**33**,L19710,doi:10. 1029/2006 GL 027234.

NGICP Members. 2004. High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last integlacial period. *Nature*,**431**:147-151.

Norris J R. 2005. Multidecadal changes in near-global cloud cover and estimated cloud cover radioactive forcing. *J. Geophys. Res*. **110**. D08206,doi:10. 1029/2004JD005600.

Norton A A and Gilman P. 2004. Magnetic field-minimum intensity correlation in sunspots:A tool for solar dynamo diagnostics. *Astrophys J* ,**603**:348-354.

NRC(National Research Council). 2002. *Abrupt Climate Change:Inevitable Surprises*. Washington D C:National Academy Press.

NRC(National Research Council). 2006. *Surface temperature reconstructions for the last* 2,000 *years*. Washington,D C: National Academies Press,pp132.

NRC(National Research Council). 2010. *Understanding Climate's Influence on Human Evolution*. Washington,D C:National Academy Press. pp1-115.

Núñez L,Grosjean M,Cartajena I. 2002. Human occupations and climate change in the Puna de Atacama,Chile. *Science*, **298**:821-824.

O'Brien S R,Mayewski P A,Meeker L D,*et al*. 1995. Complexity of Holocene climate as reconstructed from a Greenland ice core. *Science*,**270**:1962-1964.

Ogilvie A E J,Jónsson T. 2001. "Little Ice Age" research:a perspective from Iceland. *Climatic Change*,**48**:9-52.

Oglesby R J,Feng S,Hu Q,*et al*. 2011. Medieval drought in North America:The role of the Atlantic Multidecadal Oscillation. *PAGES news*,**19**(1):18-20.

Oppo D W,McManus J F,Cullen J L. 2003. Deepwater variability in the Holocene epoch. *Nature*,**422**:277-278.

Overpeck J,Anderson D,Trumbore S,*et al*. 1996. The south west Indian monsoon over the last 18000 years . *Climate Dynamics*,**12**:213-225.

Pälike H,Frazier J,Zachos J C. 2006a. Extended orbitally forced palaeoclimatic records from the equatorial Atlantic Ceara Rise,*Quat. Sci. Rev*. ,**25**:3138-3149.

Pälike H,Norris R D,Herrle J O,*et al*. 2006b. The heartbeat of the Oligocene climate system. *Science*,**314**:1894-1898.

Parker D E,Jones P D,Bevan A,*et al*. 1994. Interdecadal changes of surface temperature since the 19th century. *J. Geophys. Res*. ,**99**:14373-14399.

Parkinson C L. 1990. Search for the Little Ice Age in Southern Ocean sea-ice records. *Am. Glaciol*. ,**14**:221-225.

Partridge T C,deMenocal P B,Lorentz S A,*et al*. 1997. Orbital forcing of climate over South Africa:A 200,000-year rainfall record from the Pretoria Saltpan. *Quat. Sci. Rev*. ,**16**:1125-1133.

Payne J L,Turchyn A V,Paytan A,*et al*. 2010. Calcium isotope constraints on the end-Permian mass extinction. *PNAS*, **107**:8543-8548.

Peltier W R,Fairbanks R G. 2006. Global glacial ice volume and Last Glacial Maximum duration from an extended Barbados sea level record. *Quat. Sci. Rev*. ,**25**:3322-3337.

Peltier W R. 2002. On eustatic sea level history:Last Glacial Maximum to Holocene. *Quat. Sci. Rev*. ,**21**:377-396.

Penn M J and Livingston W. 2006. Temporal changes in sunspot umbral magnetic fields and temperatures. *Astrophys J*, **649**:L45-L48.

Pereira H M,Leadley P W,Proençsa V,*et al*. 2010. Scenarios for global biodiversity in the 21st century. *Science*,**330**: 1496-1501.

Perry C A and Hse K J. 2000. Geophysical,archaeological,and historical evidence support a solar-output model for climate change,*PNAS*,**97**(23):12433-12438.

Peterson L C,Haug G H,Hughen K A,*et al*. 2000. Rapid changes in the hydrologic cycle of the tropical Atlantic during the last glacial. *Science*,**290**:1947-1951.

Peterson T C, and Vose R S. 1997. An over view of the global historical climatology network temperature database. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**: 2837-2849.

Petit J R, Jouzel J, Raynaud D, *et al*. 1999. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, **399**: 429-436.

Phadtare N and Pant R. 2006. A century-scale pollen record of vegetation and climate history during the past 3500 years in the Pinder Valley, Kumaon Higher Himalaya, India. *J. Geol. Soc. India*, **68**: 495-506.

Pokras E M, Mix A C. 1987. Earth's precession cycle and Quaternary climate change in tropical Africa. *Nature*, **326**: 486-487.

Polyakov I V, *et al*. 2003. Long-term ice variability in Arctic marginal seas. *J. Clim.*, **16**: 2078-2085.

Porter S C. 1986. Pattern and forcing of Northern Hemisphere glacier variations during the last millennium. *Quat. Res.*, **26**: 27-48.

Power S, Casey T, Folland C, *et al*. 1999. Inter-decadal modulation of the impact of ENSO on Australia. *Climate Dyn.*, **15**: 319-324.

Prasad S, Kusumgar S, and Gupta S K. 1997. A mid to late Holocene record of palaeoclimatic changes from Nal Sarovar: A palaeodesert margin lake in western India. *J. Quat. Sci.*, **12**: 153-159.

Prell W L and Kutzbach J E. 1992. Sensitivity of the Indian monsoon to forcing parameters and implications for its evolution. *Nature*, **360**: 647-652.

Prentice I C and Webb III T. 1998. BIOME 6000: reconstructing global mid-Holocene vegetation patterns from palaeoecological records, *J. Biogeogr.*, **25**: 997-1005.

Prentice I C, Jolly D and BIOME 6000 members. 2000. Mid-Holocene and glacial-maximum vegetation geography of the northern continent and Africa. *J. Biogeograp.*, **27**: 507-519.

Quat. Sci. Rev., 2000. **19**: 743-762.

Quigley M C, Horton T, Hellstrom J C, *et al*. 2010. Holocene climate change in arid Australia from speleothem and alluvial records. *The Holocene*. **20**(7): 1093-1104.

Ramage C S. 1971. *Monsoon Meteorology*. New York: Academic Press, pp1-296.

Rasmussen S O, Vinther B M, Clausen H B, *et al*. 2007. Early Holocene climate oscillations recorded in three Greenland ice cores. *Quat. Sci. Rev.*, **26**: 1907-1914.

Rasmusson E M and Wallace J M. 1983. Meteorological aspects of the El Nino-Southern Oscillation. *Science*, **222**: 1195-1202.

Raup D M and Sepkoski J J. 1982. Mass extinctions in the marine fossil record. *Science*, **215**: 1501-1503.

Raymo M E. 1997. The timing of major climate terminations. *Paleoceanography*, **12**: 577-585.

Raynaud D, Jouzel J, Barnda J M, *et al*. 1993. The ice record of greenhouse gases. *Science*, **259**: 926-934.

Rayner A A, Parker D E, Horton E B, *et al*. 2003. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and nigh marine air temperature since the late nineteenth century. *J. Geophys. Res.*, **108**, 4407, doi: 10. 1029/2002 J D002670.

Rayner N A, Brohan P, Parker D E, *et al*. 2006. Improved analyses of changes and uncertainties in sea-surface temperature measured in-situ since the mid-nineteenth century, *J. Clim.*, **19**: 446-469.

Reichart G J, Lourens L J. 1998. Temporal variability in the northern Arabian Sea Oxygen Minimum Zone (OMZ) during the last 225,000 years. *Paleoceanography*, **13**: 607-621.

Reimer P J, Baillie M G L, Bard E, *et al*. 2004. IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0—26 cal kyr BP. *Radiocarbon*, **46**: 1029-1058.

Renne P R, Zhang Zichao, Richards M A, *et al*. 1995. Synchrony and causal relations between Permian-Triassic boundary crises and Siberian flood volcanism. *Science*, **269**: 1413-1416.

Renssen H, Goosse H, and Fichefet T. 2002. Modeling the effect of freshwater pulses on the early Holocene climate: The influence of high-frequency climate variability. *Paleocenanography*. **17**, (2), 1020, 10. 1029/2001 PA000649.

Renssen H, Goosse H, Fichefet T, *et al*. 2001. The 8. 2kyr BP event simulated by a global atmosphere-sea-ice-ocean model. *Geophy. Res. Lett.*, **28**: 1567-1570.

Renssen H, Goosse H, Frichefet T. 2007. Simulation of Holocene cooling events in a coupled climate model. *Quat. Sci. Rev.*, **26**: 2019-2029.

Renssen H, Goosse H, Muscheler R. 2006. Coupled climate model simulation of Holocene cooling events: Solar forcing triggers oceanic feedback. *Clim. Past. Discuss.*, **2**: 209-232.

Renssen H, Seppä H, Heiri O, *et al*. 2009. The spatial and temporal complexity of the Holocene thermal maximum. *Nature Geosci*, **2**: 411-414.

Renssen H. Braconnot P, Tett S F B, *et al*. 2004. Recent developments in Holocene climate modeling. In *Past Climate Variability through Europe and Africa*, edited by Battarbee R, Gasse F, and Strickley C E. Dordrecht: Springer, 495-514.

Reynolds R W and Smith T M. 1994. Improved global sea surface temperature analysis using optimal interpolation, *J. Clim.*, **7**: 929-948.

Reynolds R W. Rayner N A, Smith T M, *et al*, 2002. An improved in situ and satellite SST analysis for climate *J. Clim.*, **15**: 1609-1625.

Risebrobakken B, Jansen E, Andersson C, *et al*. 2003. A high-resolution study of Holocene paleo-climatic and paleoceanographic changes in the Nordic seas. *Paleoceanography*, **18**(1), 1017, doi: 10. 1029/2002PA000764.

Roberts N. 1989. *The Holocene, An Environmental History*. Oxford: Blacknell Ltd.

Robock A. 1982. The Russian surface temperature data set. *J. Appl. Meteorol.*, **21**: 1781-1785.

Robock A. 2000. Volcanic eruptions and climate. *Rev. Geophys.*, **38**: 191-219.

Rodbell D T, Seltzer G D, Anderson D M, *et al*. 1999. An ~15000-year record of El Niño-driven alleviation in Southwestern Ecuador. *Science*, **283**: 516-520.

Rohling E J and Pällke H. 2005. Centennial-scale climate cooling with a sudden cold event 8,200 years ago. *Nature*, **434**: 975-979.

Ropelewski C F and Halpert M S. 1987. Global and regional scale precipitation pattern associated with the El Niño/Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, **115**: 1606-1626.

Ropelewski C F and Halpert M S. 1986. North American Precipitation and temperature pattern associated with the El Niño/Southern Oscillation(ENSO). *Mon. Wea. Rev.*, 114: 2352-2362.

Rossignol-Stick M. 1983. Africa monsoon, an immediate isotopic response to orbital insolation. *Nature*, **304**: 46-49.

Rossow W B, Dueñas E N. 2004. The International Satellite Cloud Climatology Project(ISCCP) web site. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **85**: 167-172.

Ruddiman W F, Raymo M E. 2003. A methane-based time scale for Vostok ice: Climatic implications. *Quat. Sci. Rev.*, **21**: 141-155.

Rudolf B *et al*. 1994. Terrestrial precipitation analysis: Operational method and required density of point measurements. In: *Global Precipitations and Climate Change* [M. Bubois, and F. Désalmand. (eds.)]. NATO ASI Series I, 26, Springer Verlag, Berlin, 173-186.

Russell C T, Luhmann J G, Jian L K. 2010. How unprecedented a solar minimum? *Rev. Geophys.*, **48**: RG2004, doi: 10. 1029/2009RG000316.

Saji N H, Goswami B N, Vinayachandran P N, *et al*. 1999. A dipole mode in the tropical Indian Ocean. *Nature*, **401**: 360-363.

Salonen J S, Seppä H, Väliranta M, *et al*. 2011. The Holocene thermal maximum and late-Holocene cooling in the tundra of NE European Russia. *Quat Res*, **75**: 501-511.

Saltzman B. 2002. *Dynamical Paleoclimatology: Generalized Theory of Global Climate Change*. San Diego, California, USA: Academic Press, pp1-350.

Sandweiss D H, Richardson III J B, Reitz E J, *et al*. 1996. Geoarchaeological evidence from Peru for a 5000 years B P onset of El Niño. *Science*, **273**: 1531-1533.

Santer B D, Wehner M F, Wigley T M L, *et al*. 2003. Contributions of anthropogenic and natural forcing to recent tropoause height changes. *Science*, **301**: 479-483.

Santer B D, Wigley T M L, Simmons AJ. 2004. Identification of anthropogenic climate change using a second-generation reanalysis. *J. Geophys. Res.*, **109**, D21104, doi: 1029/2004/JD005075.

Sarnthein M, Winn K, Jung S J A, *et al*. 1994. Changes in east Atlantic deep water circulation over the last 30 000 years: Eight time slice reconstructions. *Paleoceanography*, **9**: 209-267.

Savolainen P, Zhang Y P, Luo J, *et al*. 2002. Genetic evidence for an East Asian origin of domestic dohs. *Science*, **298**: 1610-1613.

Schaefer J M, Denton G H, Barrell D J A, *et al*. 2006. Near-synchronous interhemispheric termination of the Last Glacial Maximum in mid-latitudes. *Science*, **312**: 1510-1513.

Schmidt R, Koinig KA, Thompson R, *et al*. 2002. A multi proxy core study of the last 7000 years of climate and alpine land-use impacts on an Austrian mountain lake(Unterer Landschitzsee, Niedere Tauern). *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, **187**: 101-120.

Scholz C A, Johuson T C, Cohen A S, *et al*. 2007. East African megadroughts between 135 and 75 thousand years ago and bearing on early-modern human origins. *PNAS*, **104**: 16416-16421.

Schrag DP, Hoffman PF, Hyde WT, *et al*. 2001. Life, geology and snowball Earth. *Nature*, **409**: 306-307.

Schulte P, Alegrat l, Arenillas I, *et al*. 2010. The Chicxulub asteroid impact and mass extinction at the Cretaceous-Paleogene Boundary. *Science*, **327**: 1214-1218.

Schulz H, von Rab U, Erlenkeuser H. 1998. Correlation between Arabian Sea and Greenland climate oscillation of the past 110 000 years. *Nature*, **393**: 54-57.

Schuman B N, Bartlein P J, Logar N, *et al*. 2002. Parallel climate and vegetation responses to the early Holocene collapse of the Laurentide ice sheet. *Quat. Sci. Rev.*, **21**: 1793-1805.

Schüssler M. 2007. Are solar cycles predictable? *Astron Nachr*, **328**: 1087-1091.

Schwartz P and Randall D. 2004. An Abrupt Climate Change Scenario and Its Implications for United States National Security, The Observer, 22Feb.

Scotese C R. 1997. "Paleogeographic Atlas", PALEOMAP Program Report 90-0497, Department of Geology, University of Texas at Arlington, Arlington, Texas.

Seager R and Burgman R J. 2011. Medieval hydroclimate revisited. *PAGES News*, **19**(1): 10-11.

Seager R, Grahan N, Herweijer C, *et al*. 2007. Blueprints for Medieval hydroclimate. *Quat. Sci. Rev.*, **26**: 2322-2336.

Seidel D J and Lanzante J. 2004. An assessment of three alternatives to linear trends for characterizing global atmospheric temperature changes. *J. Geophys. Res.*, **109**, D14108, doi: 10. 1029/2003JD004414.

Seidov D, Barron E, Haupt B J. 2001. Ocean bi-polar seesaw and climate: Southern versus northern meltwater impacts. In: Seidov D, Haupt B, Maslin M, eds. The Oceans and Rapid Climate Change: Past, Present and Future. *Geophysical Monograph Series*, **126**: 147-167.

Seidov D, Maslin M A. 2001. Atlantic Ocean heat piracy and the bipolar climate seesaw during Heinrich and Dansgaard-Oeschger events. *J. Quater. Sci.*, **16**: 321-328.

Seltzer G, Rodbell D and Burns S. 2000. Isotopic evidence for late Quaternary climatic change in tropical South America. *Geology*, **28**: 35-38.

Semaw S, Rogers M J, Quade J, *et al*. 2003. 2. 6-million-year-old stone tools and associated bones from OGS-6 and OGS-7 Gona, Afar, Ethiopia. *J. Hum. Evol.*, **45**: 169-177.

Semino O, Passarino G, Oefner P J, *et al*. 2000. The genetic legacy of Paleolithic Homo sapiens sapiens in extant Europeans: A Y chromosome perspective. *Science*, **290**: 1155-1159.

Senut B, Pickford M, Gommery D, *et al*. 2001. First hominid from the Miocene (Lukeino Formation, Kenya). Comptes Rendns de l' Academie des Sciences, Series II A. Earth and Planetary *Science*, **332**: 137-144.

Sepulchre P, Ramstein G, Fluteau F, *et al*. 2006. tectonic uplift and Eastern Africa aridification. *Science*, **313**: 1419-1423.

Shackleton N J. The 100,000 year Ice-Age cycle identified and found to lag temperature, carbon dioxides and orbital eccentricity. 2000. *Science*, **289**: 1897-1902.

Shackleton N J. 1969. The last interglacial in the marine and terrestrial records. *Proceedings of the Royal Society of London*, B174: 135-154.

Shakun J D and Carlson A E. 2010. A global perspective on Last Glacial Maximum to Holocene climate change. *Quat. Sci. Rev.*, **29**: 1801-1816.

Shakun J D, Burns S J, Fleitmann D, *et al*. 2007. A high-resolution, absolute-dated deglacial speleothem record of Indian Ocean climate from Socotra Island, Yemen, *Earth Planet Sci. Lett.*, **259**: 442-456.

Shanahan T M, Overpeck J T, Anchukaitis K J, *et al*. 2009. Atlantic forcing of persistent drought in West Africa. *Science*,

324:377-380.

Shaviv N J,2002. Cosmic ray diffusion from the galactic spiral arms,iron meteorites,and a possible climatic connection. *Phys. Rev. Lett.* ,**98**(5),051102.

Sheehan P M. 2001. The Late Ordovician mass extinction. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* ,**29**:331-364.

Shelach G. 2000. The earliest Neolithic cultures of northeast China: Recent discoveries and new perspectives on the beginning of agriculture. *J. World Prehistory*,**14**:363-413.

Shen Chuan-Chou,Kano A,Hori,*et al*. 2010. East Asian monsoon evolution and reconciliation of climate records from Japan and Greenland during the last deglaciation. *Quat. Sci. Rev.* ,**29**:3327-3335.

Shevenell A E,Ingalls A E,Domack E W,*et al*. 2011. Holocene Southern Ocean surface temperature variability west of the Antarctic Peninsula. *Nature*,**470**:250-254.

Shukolyukov A and Lugmair G W. 1998. Isotopic evidence for the Cretaceous-Tertiary impactor and its type. *Science*,**282**: 927-929.

Siegert M J,Dowdeswell J A,Melles M. 1999. Weichselian glaciation of the Russian high Arctic. *Quat. Res.* ,**52**:273-285.

Singer S F,2008. ed. Nature,Not Human Activity,Rules the Climate:Summary for Policymakers of the Report of the Nongovernmental International Panel on Climate Change,Chicago,I L:The Heartland Institute.

Singer S. F. 1990. Human contribution on climate change questionable. *Eos.* ,**80**(16):183.

Singer S. F. 2003. Science editor bias on climate change? *Science*,**301**:595-596.

Singh G,Joshi R D,Singh A B. 1972. Stratigraphic and radiocarbon evidence for the age development of three salt lakes deposits in Rajasthan,*India. Quat. Res.* ,**2**:496-505.

Sinha A and Berkelhammer M. 2010. Emerging proxy evidence for coherent failures of the summer monsoons of Asia during the last millennium. *PAGES news*,**18**(2):85-87.

Sirocko F,Claussen M,Litt T,*et al*. 2007. Chronology and climate forcing of the last four interglacials. In:*The Climate of Past Interglacials*,Sirocko F,Claussen M,Goni M F S,*et al*. (eds). Amsterdam-Boston-Heidelberg,EISEVIER,597-614.

Smith B D. 1997. Initial domestication of Cucurbita pepo in the Americas 10,000 years ago. *Science*,**276**:932-934.

Smith T M and Reynolds R W. 2005. A global merged land-air-sea surface temperature reconstruction based on historical observations(1880—1997). *J. Clim.* ,**18**:2021-2036.

Smith T M and Reynolds R W. 2003. Extended reconstruction of global sea surface temperatures based on COADS Data (1854—1997). *J. Climate*,**16**:1495-1510.

Smith T M and Reynolds R W. 2004. Improved extended reconstruction of SST(1854—1997)。*J. Clim.* ,**17**:2466-2477.

Solanki S K,Usoskin I G,Kromer B,*et al*. 2004. Unusual activity of the Sun during recent decades compared to the previous 11,000 years. *Nature*,**431**:1084-1087.

Solomon S,Qin D,Manning M,*et al*. 2007. *Climate Change* 2007:*The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change,Cambridge University Press,Cambridge,United Kingdom and New York,N Y,USA.

Song X,Lubin D,Zhang G J. 2010. Increased greenhouse gases enhance regional climate response to a Maunder Minimum. *Geophys. Res. Lett.* ,**37**,L01703,doi:10. 1029/2009GL041290.

Soon W,Baliunas S,Idso C,*et al*. 2003. Reconstructing climate and environmental changes of the past 1000 years:Reappraisal. *Energy and Environment*,**14**:233-296.

Sowers T,Bender M. 1995. Climate records covering the last deglaciation,*Science*,**269**:210-214.

Staubwasser M,Sirocko F,Grootes P M,*et al*. 2002. South Asian monsoon climate change and radiocarbon in the Arabian Sea during early and middle Holocene. *Paleoceanography*,**17**:15-1-15-11.

Staubwasser M. 2006. A overview of Holocene south Asian monsoon records-monsoon domains and regional contrasts . *J. Geolog. Soc. India*,**68**:433-446.

Steig E J. 1999. Mid-Holocene climate change. *Science*,**286**:1485-1487.

Stine S. 1994. Extreme and persistent drought in California and Patagonia during Medieval time. *Nature*,**369**:546-549.

Stirling C H,Esat T M,Lambeck K,*et al*. 1998. Timing and duration of the last interglacial:Evidence for a restricted interval of widespread coral reef growth. *Earth Planet Sci. Lett.* ,**160**:745-762.

Stocker T F. 2000. Past and future reorganizations in the climate system. *Quat. Sci. Rev.*, **19**:301-319.

Stott L, Poulsen C, Lund S, *et al*. 2002. Super ENSO and global climate oscillations at millennial time scales. *Science*, **297**: 222-226.

Street F A and Grove A T. 1979. Global maps of lake-level fluctuations since 30,000 yr B. P. *Quat. Res.*, **12**:83-118.

Street-Perrott F A and Perrott R A. 1990. Abrupt climate fluctuations in the tropics: The influence of Atlantic Ocean circulation. *Nature*, **343**:607-612.

Stuiver M And Braziumas T F. 1989. Atmospheric ^{14}C and century-scale solar oscillations. *Nature*, **338**:405-408.

Stuiver M, Braziunas T F, Grootes P M, *et al*. 1997. Is there evidence for solar forcing of climate in the GISP2 oxygen isotope record? *Quat. Res.*, **48**:259-266.

Stuiver M, Pearson G W. 1986. High-precision calibration of the radiocarbon time scale A. D. 1950~500B. C. *Radiocarbon*, **28**(2B):805-838.

Stuiver M, Peiner P J, Bard E, *et al*. 1998. Intcal98 radiocarbon age calibration, 24000-0 cal BP. *Radiocarbon*, **40**: 1041-1083.

Sutcliffe O E, Dowdeswell J A, Whittington R J, *et al*. 2000. Calibrating the Late Ordovician glaciation and mass extinction by the eccentricity cycles of Earth's orbit. *Geology*, **28**:967-970.

Suzuki H. 1979. 3500 years ago-climatic changes and ancient civilization. *Bull. Department of Geography, University Tokyo*, **11**:43-58.

Svensmark H. 2007. Cosmoclimatology: A new theory emerges. *A & G*, **48**:1. 18-1. 24.

Tan Liangcheng, Cai Yanjun, An Zhisheng, *et al*. 2011. Centennial-to decadal-scale monsoon precipitation variability in the semi-humid region, north China during the last 1860 years: Records from stalagmites in Huangye Cave. *The Holocene*, **21**(2):287-296.

Tan M, Liu T S, Hou J Z, *et al*. 2003. Cyclic rapid warming on centennial scale revealed by a 2650-year stalagmite record of warm season temperature. *Geophys. Res. Letts.*, **30**:1617-1620.

Tan Ming and Cai Binggui. 2005. Preliminary calibration of stalagmite oxygen isotopes from Eastern Monsoon China with Northern Hemisphere Temperatures. *PAGES News*, **13**(2):16-17.

Tang Lingyu, Shen Caiming, Lin Kambiu, *et al*. 2000. Changes in South Asian monsoon: New high-resolution paleoclimatic records from Tibet, China, *Chinese Sci. Bull.*, **45**:87-91.

Taylor K C, Mayewski P A, Alley R B, *et al*. 1997. The Holocene/Younger Dryas transition recorded at Summit, Greenland. *Science*, **278**:825-827.

Teller J T, Leverington DW, Mann J D. 2002. Freshwater outbursts to the oceans from glacial Lake Agassiz and their role in climate change during the last deglaciation. *Quat. Sci. Rev.*, **21**:879-887.

Thompson D W J and Wallace J M. 2000. Annular modes in the extratropical circulation, Pt I: Month-to-month variability. *J. Clim.*, **13**:1000-1016.

Thompson D W J and Wallace J M. 1998. The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys. Res. Lett.*, **25**:1297-1300.

Thompson D W J, Kennedy J J, Wallace J M, *et al*. 2008. A large discontinuity in the mid-twentieth century in observed global-mean surface temperature. *Nature*, **453**:646-649.

Thompson D W J, Wallace J M, and Hegerl G C. 2000. Annular modes in the extratropical circulation, Pt II: Trends. *J. Clim.*, **13**:1018-1036.

Thompson L G, Mosley-Thompson E, Davis M E, *et al*. 2003. Tropical glacier and ice core evidence of climate change on annual to millennial time scales. *Climatic Change*, **59**:137-155.

Thompson L G, Yao Tandong, Mosley-Thompson E, *et al*. 2000. A high resolution millennial record of the south Asian Monsoon from Himalayan ice cores. *Science*, **289**:1916-1919.

Thompson L G, Yao Tandong, Mosley-Thompson E, *et al*. 1997. Tropical climate instability: The last glacial cycle from Qinghai-Tibetan Plateau. *Science*, **276**:1821-1825.

Thompson L G, Mosley-Thompson E, Davis M, *et al*. 1989. Holocene-Pleistocene climate ice core record from Qinghai-Tibetan Plateau. *Science*, **246**:474-477.

Tierney J E, Mayes M T, Meyer N, *et al*. 2010. Late-twentieth-century warming in Lake Tanganyika unprecedented since

AD500. *Nature Geoscience*, **3**: 422-425.

Tinsley B A and Deen G W. 1991. Apparent tropospheric response to MeV-GeV particle flux variations: A connection via electrofreezing of supercooled water in high-level clouds? *J. Geophys. Res.*, **96**(D12): 22283-22296.

Tinsley B A. 1996. Correlations of atmospheric dynamics with solar wind-induced changes of air-earth current density into cloud. *J. Geophys. Res.*, **101**(D23): 29701-29714.

Tobias S M, Weiss N O, Beer J. 2004. Long-term prediction of solar activity. *Astron Geophys*, **45**, 2. 06.

Toucanne S, Zaragosi S, Bourillet J F, *et al*. 2009. Timing of massive 'Fleuve Mauche' discharges over the last 350 kyr: Insights into the European ice-sheet oscillations and the European drainage network from MIS 10 to 2. *Quat. Sci. Rev.*, **28**: 1238-1256.

Trauth M H, Maslin M A, Deino A *et al*. 2006. A better climate for human evolution. *PAGES News*, **14**(2): 32-34.

Trenberth K E and Hoar T J. 1996. The 1990—1995 El Nino Southern Oscillation event: Longest on record. *Geophys. Res. Lett.*, **23**: 57-60.

Trenberth K E and Shea D J. 2006. Atlantic hurricanes and natural variability in 2005. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L12704, doi: 10. 1029/2006GL026894.

Trenberth K E, and Hurrell J W. 1994. Decadal atmosphere-Ocean variations in the Pacific, *Clim. Dyn.*, **9**: 303-319.

Trenberth K E, Fasullo J and Smith L. 2005. Trends and variability in column integrated atmospheric water vapor. *Clim.*, *Dyn.*, **24**: 741-758.

Trenberth K E, Jones P D, Ambenje P, *et al*. 2007. Observations. Surface and Atmospheric Climate Change. In: *Climate Change* 2007: *The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Solomon S, D Qin, M Manning, *et al*. (eds). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, N Y, USA, 235-336.

Trenberth K E, Stepaniak D P, Caron J M. 2000. The Global monsoon as seen through the divergent atmospheric circulation. *J. Climate*, **13**, 3969-3993.

Trenberth K E. 1984. Signal versus noise in the Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, **112**: 326-332.

Trenberth K E. 1997. The definition of El Nino. *BAMS*, **78**: 2771-2777.

Trenberth K E and Caron J M. 2000. The Southern Oscillation revisited: sea level pressures, surface temperatures and precipitation. *J. Clim*, **13**: 4358-4365.

Treydte K S, Schleser A H, Helle G, *et al*. 2006. The twentieth century was the wettest period in northern Pakistan over the past millennium. *Nature*, **440**: 1179-1182.

Trouet V, Esper J, Graham N E, *et al*. 2009. Persistent positive North Atlantic Oscillation mode dominated the Medieval Climate Anomaly. *Science*, **324**: 78-80.

Troup A J. 1965. The Southern Oscillation. *Quat. J. Roy. Meteor. Soc.*, **91**: 490-506.

Umer M, Legesse D, Gasse F, *et al*. 2004. Late Quaternary Climate Changes in the Horn of Africa. In *Past Climate Variability through Europe and Africa*, Battarbee R W, Gasse F, Stickley C E(eds). Dordrecht: Springer, 159-180.

Usoskin G, Solonki S K, Kovaltsov G A. 2007. Grand minima and maxima of solar activity: New observational constraints. *Astron Astrophys.*, **471**: 301-309.

Usoskin I G. 2003. Millennium-scale sunspot number reconstruction: Evidence for an unusnally active sun since the 1940s. *Phys. Rev. Lett.*, **91**(21), 211101.

Valdes P J. 2003. An introduction to climate modeling of the Holocene. In *Global Change in the Holocene*, edited by Mackay A, Battarbee R, Birks J, *et al*. London: ARNOLD, 20-35.

van den Dool H M, Saha S, and Johansson Å. 2000. Empirical orthogonal teleconnections. *J. Clim.*, **13**: 1421-1435.

van Zeist W, Bottema S. 1991. *Late Quaternary Vegetation of the Near East*. Wiesbaden: Richert Verlag.

Vasil'ev S A, Kuzmin Y V, Orlova L A, *et al*. 2002. Radiocarbon-based chronology of the Paleolithic in Siberia and its relevance to the peopling of the New World. *Radiocarbon*, **44**: 503-530.

Vellinga M, Wood R A. 2002. Global climatic impacts of a collapse of the Atlantic thermohaline circulation. *Climatic Change*, **54**: 251-267.

Verschuren D, Laird K R, and Cumming B F. 2000. Rainfall and drought in equatorial east Africa during the past 1,100 years. *Nature*, **403**: 410-414.

Verschuren, D, Briffa K, Hoelzmann P, *et al*. 2004. Climate variability in Europe and Africa: A PAGES-PEP III Time stream? synthesis. In *Past Climate Variability through Europe and Afriaca*, Battarbee R W, Gasse F, Stickley C E (eds). Dordrecht: Springer, 567-582.

Villalba R. 2007. Tree-ring evidence for tropical-extra tropical influences on climate variability along the Andes in South America. *PAGES News*, **15**(2): 23-25.

Vinje T. 2001. Anomalies and trends of sea ice extent and atmospheric circulation in the Nordic Seas during the period 1864—1998. *J. Clim.*, **14**: 255-267.

Vinnikov K Y and Grody N C. 2003. Global warming trend of mean tropospheric temperature observed by satellites. *Science*, **302**: 269-272.

Vinnikov K Ya, Groisman P Ya and Lugina K M. 1990. Empirical data on contemporary global climate changes (temperature and precipitation). *J. Clim.*, **3**: 662-677.

Visbeck M. 2009. A station-based Southern Annular Mode Index from 1884 to 2005. *J. Clim.*, **22**: 940-950.

Visscher H, Brinkhuis H, Dilcher D L, *et al*. 1996. The terminal Paleozoic fungal event: Evidence of terrestrial ecosystem destabilization and collapse. *PNAS*, **93**: 2155-2158.

Vose R S, *et al*. 1992. The Global Historical climatology Network: Long-Term Monthly Temperature, Precipitation, Sea Level Pressure, and Station Pressure Data. ORNL/CDIAC-53, NDP-041, Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratoy, Oak Ridge, TN, 325pp.

Wagner G. Beer J, Masarik J, *et al*. 2001. Presence of the solar de Vries cycle (~205 years) during the last ice age. *Geophys. Res. Lett.*, **28**: 303-306.

Wallace J M and Gutzler D S. 1981. Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Mon. Wea. Rev.*, **109**: 784-812.

Wallace J M, Zhang Y and Renwick J A. 1995. Dynamic contribution to hemispheric mean temperature trends. *Science*, **270**: 780-783.

Wang B, Ding Q H. 2008. Global monsoon: Dominant mode of annual variation in the tropics. *Dyn. Atmos. Oce.*, **44**: 165-183.

Wang Bin and Ding Qinghua. 2006. Changes in global monsoon precipitation over the past 56 years. *Geophy. Res. Lett.*, **33**, L06711. doi: 10. 1029/2005 GL 025347.

Wang Bin and Lin Ho. 2002. Rainy season of the Asian-Pacific Summer Monsoon. *J. Climate*, **15**: 386-398.

Wang L, Sarnthein M, Erlenkeuser H, *et al*. 1999a. East Asian monsoon climate during the Late Pleistocene: High-resolution sediment records from the south China Sea. *Marine Geology*, **156**: 245-284.

Wang L, Sarnthein M, Erlenkeuser H, *et al*. 1999b. Holocene variations in Asian Monsoon moisture: A bidecadal sediment record from the South China Sea. *Geophys. Res. Lett.*, **26**: 2889-2892.

Wang Pinxian, Wang Bin, Kiefer T. 2009. Global monsoon in observations, simulations and geological records. *PAGES News*, **17**(2): 82-83.

Wang Shaowu, Gong Daoyi, Zhu Jinhong. 2001. Twentieth-century climatic warming in China in the context of the Holocene. *The Holocene*, **11**, 3: 313-321.

Wang Shaowu, Huang Jianbin, Wen Xinyu, *et al*. 2008. Evidence and modeling study of droughts in China during 4—2 kaBP. *Chinese Sci. Bull.*, **53**: 2215-2221.

Wang Shaowu, Luo Yong, Zhao Zongci, *et al*. 2005. Debate still continues about temperature change during the last millennium. *Advances in Climate Change Research*, **1**(2): 72-75.

Wang Shaowu, Luo Yong, Zhao Zongci, *et al*. 2006. Debating about the climate warming. *Progress Natural Science*, **16**: 1-6.

Wang Shaowu, 2010. The global warming debate, *Chinese Sci. Bull.*, **55**(3): 1-2.

Wang Shaowu, Xie Zhihui, Cai Jingning, *et al*. 2002. Global mean temperature changes during the last millennium. *Progress in Natural Science*, **12**: 920-924.

Wang Shaowu, Zhou Tianjun, Cai Jingning *et al*. 2004. Abrupt climate change around 4kaBP: Role of the thermohaline circulation as indicated by a GCM experiment. *Adv. Atmos. Sci.*, **21**(2): 291-295.

Wang Shaowu, Zhu Jinhong, Cai Jingning, *et al*. 2004. Reconstruction and analysis of time series of ENSO for the last 500 years. *Progress Natural Science*, **14**: 1074-1079.

Wang Shaowu. 2005. Abrupt climate change and collapse of ancient civilizations at 2200BC—2000BC. *Progress Natural Science*, **15**:908-913.

Wang Shaowu. Climate variations during the last millennium. In:Ye Du zheng, *et al*. 1993. *Climate, Environment and Geophysical Fluid Dynamics*. Beijing:China Meteorological Press, 56-63.

Wang Shaowu. 1991. Reconstruction of palaeo-temperature series in China from the 1380s to the 1980s. In:Glaser and Walsh(eds). Historical Climatology in Different Climatic Zones. Würzburger Geographische Arheiten, Heft **80**:1-19.

Wang X, Auler A S, Edwards R L, *et al*. 2006. Interhemispheric anti-phasing of rainfall during the last glacial period. *Quat. Sci. Rev.*, **25**:3391-3403.

Wang Xianfeng, Auler A S, Edwards R L, *et al*. 2004. Wet periods in northeastern Brazil over the past 210 kyr linked to distant climate anomalies. *Nature*, **432**:740-743.

Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, *et al*. 2001. A high-resolution absolute-dated late Pleistocene monsoon record from Hulu cave, China. *Science*, **294**:2345-2348.

Wang Y, Cheng H, Edwards R L, *et al*. 2005. The Holocene monsoon:Links to solar changes and North Atlantic climate. *Science*, **308**:854-857.

Wang Yongjin, Cheng Hai, Edwards L, *et al*. 2008. Millennial and orbital-scale changes in the East Asian monsoon over the past 224,000 years. *Nature*, **451**:1090-1093.

Wang Yongjin, Cheng Hai, Edwards R L, *et al*. 2005. The Holocene Asian monsoon:links to solar changes and North Atlantic climate. *Science*, **308**:854-857.

Wanner H, Beer J, Bütikofer, *et al*. 2008. Mid-to Late Holocene climate change: An overview. *Quat. Sci. Rev.*, **27**: 1791-1828.

Wantanabe T, Winter A, and Oba T. 2001. Seasonal changes in sea surface temperature and salinity during the Little Ice Age in the Caribbean Sea deduced from Mg/Ca and $^{18}O/^{16}O$ ratios. *Mar. Geol.*, **173**:21-35.

Ward P D, Haggart J W, Carte E S, *et al*. 2001. Sudden Productivity collapse associated with the Triassic-Jurassic boundary mass extinction. *Science*, **292**:1148-1151.

Ward P D, Montgomery D R, Smith R. 2000. Altered river morphology in South Africa related to the Permian-Triassic extinction. *Science*, **289**:1740-1743.

Watanabe O, Jpuzel J, Johnsen S, *et al*. 2003. Homogeneous climate variability across East Antarctica over the past three glacial cycles. *Nature*, **422**:509-512.

Weiss H, Bradley R S. 2001. What drives societal collapse? *Science*, **291**:609-610.

Weiss H, Courty M A, Wetterstrom W *et al*. 1993. The genesis and collapse of third millennium North Mesopotamian civilization. *Science*, **261**:995-1004.

Weiss H. 1997. Late third millennium abrupt climate change and social collapse in West Asia and Egypt. In:Dalfes H N, Kukla G, Weiss H(eds). *Third Millennium B C Climate Change and Old World Collapse*. Berlin, Heidelberg: Springer Verlag, 711-723.

Wells R S, Yuldasheva N, Ruzibakiev R, *et al*. 2001. The Eurasian heartland:a continental perspective on Y-chromosome diversity. *PNAS*, **98**:10244-10249.

Wentz F J and Schabel M. 2000. Precise climate monitoring using complementary satellite data sets. *Nature*, **403**:414-416.

White T D, Asfaw B, Beyene Y, *et al*. 2009. Ardipithecus ramidus and the Paleobiology of Early Hominids. *Science*, **326**: 29-40.

White T D, Asfaw B, DeGusta D, *et al*. 2003. Pleistocene Homo spaiens from Middle Awash, Ethiopia. *Nature*, 423: 742-747.

White T D, WoldeGabriel G, Asfaw B, *et al*. 2006. Asa Issie, Aramis and the origin of Australopithecus *Nature*, **440**: 883-889.

Wigley T M L and Raper S C B. 1990. Climatic change to solar irradiative changes. *Geophys. Res. Lett.*, **17**:2169-2172.

Willett H C. 1950. Temperature trends of the past century. In *Centenary Proceedings of the Royal Meteorological Society*. Royal Meteorological Society, London, 195-206.

Williams M A J, Dunkerley D L, Deckker P De, *et al*. 1993. *Quaternary Environments*. Edward Arnold(Publishers)Ltd. 1993(刘东生等编译. 1997. 第四纪环境. 北京:科学出版社.).

Willson R C and Moravinov A V. 2003. Secular total irradiance trend during solar cycles 21—23. *Geophys. Res. Lett.* ,**30**. doi:10. 1029/2002 G L 016038.

Wilson R J T. 1966. Did the Atlantic close and then re-open? *Nature*,**21**:676-681.

Winograd I J,Coplen T B,Landwehr J M,*et al*. 1992. Continuous 500,000-year climate record from vein calcite in Devils Hole,Nevada. *Science*,**258**:255-260.

Winograd I J,Landwehr J M,Ludwig K R,*et al*. 1997. Duration and structure of the past four interglaciations. *Quat. Res.* ,**48**:141-154.

Wolfenden E C,Ebinger C,Yirgu G,*et al*. 2005. Evolution of the southern Red Sea rift:Birth of a magmatic margin. *Geol. Soc. Amer. Bull.* ,**117**:846-864.

Wood R A,Vellinga M,Thorpe R. 2003. Global warming and thermohaline circulation stability. *Philos. Trans. Roy. Soc.* ,**361A**:1961-1974.

Wright H E,Kutzbach J E,Webb III T,*et al*. 1993. *Global climates since the Last Glacial Maximum*. University of Minnesota Press,Minneapolis,M N.

Wylie D P,Jackson D L Menzel W P,*et al*. 2005. Trends in global cloud cover in two decades of HIRS observations. *J. Clim.* ,**18**:3021-3031.

Wynn J G. 2004. Influence of Plio-Pleistocene aridification on human evolution:Evidence from paleosols of the Turkana Basin,Kenya. *Amer. J. Phys. Anthro.* ,**128**:106-118.

Wyrwoll K-H,Liu Z,Chen G,*et al*. 2007. Sensitivity of Australian summer monsoon to till and precession forcing. *Quat. Sci. Rev.* ,**26**:3043-3057.

Xoplaki E,Fleitmann D,and Diaz H F. 2011. Editorial:Medieval climate anomaly. *PAGES News*,**19**(1):4.

Yadav R and Singh J. 2002. Tree-ring-based spring temperature pattern over the past four centuries in western Himalaya. *Quat. Res.* ,**57**:299-305.

Yadava M G,Ramesh R,and Pant G B. 2004. Past monsoon rainfall variations in peninsular India recorded in a 331-year-old speleothem. *The Holocene*,**14**. 4:517-524.

Yancheva G,Nowaczyk N R,Mingram J,*et al*. 2007. Influence of the intertropical convergence zone on the East Asian monsoon. *Nature*,**445**:74-77.

Yang B,Bräeuning A Johnson K R,*et al*. 2002. General characteristics of temperature variation in China during the last two millennia. *Gephys. Res. Letts.* ,**29**(9):381-384.

Yang B,Bräeuning A,Yao T,*et al*. 2007. Correlation between the oxygen isotope record from Dasuopu ice core and the Asian Southwest Monsoon during the last millennium. *Quat. Sci. Rev.* ,**26**:1810-1817.

Yang B,Buäeuning A,Shi Y. 2003. Late Holocene temperature fluctuation on the Tibetan. *Quart. Sci. Rev.* ,**22**:2335-2344.

Yao T D,Thompson LG,Mosley-Thompson E,*et al*. 1996. Climatological significance $\delta^{18}O$ in north Tibetan ice cores. *J. Geophys. Res.* ,**101**(D230):29531-29537.

Yokoyama Y,Lambeck K,De Deckker P,*et al*. 2000. Timing of the Last Glacial Maximum from observed sea-level minima. *Nature*,**406**:713-716.

Yu Z,Ito E,Engstrom D R,*et al*. 2002. A 2100-year trace-element and stable-isotope record at decadal resolution from Rice Lake in the Northern Great Plains,USA . *The Holocene*,**12**:605-617.

Yuan Daoxian,Cheng Hai,Edwards R L,*et al*. 2004. Timing,duration,and transitions of the last interglacial Asian Monsoon. *Science*,**304**:575-578.

Zebiak S E,Air-sea interaction in the equatorial Atlantic region. 1993. *J Climate*,**6**:1567-1568.

Zhang De'er. 1994. Evidence for the existence of the Medieval Warm Period in China. *Climatic Change*,26:289-297.

Zhang De'er. 1994. The Little Ice Age in China and its correlations with global change. (Chinese) *Quat. Sci.* ,(2):104-112.

Zhang Pingzhong,Cheng Hai,Edwards L,*et al*. 2008. A test of climate,sun,and culture relationships from an 1810-year Chinese Cave record . *Science*,**322**:940-942.

Zhang R,Delworth T L,and Held I M. 2007. Can the Atlantic Ocean drive the observed multidecadal variability in Northern Hemisphere mean temperature? *Geophys. Res. Lett.* ,**34**,Lo2709.

Zhang Y, Wallace J M, and Battisti. 1997. ENSO-like inerdecadal variability: 1900-93. *J. Climate*, **10**: 1004-1020.

Zhao Y, Braconnot P, Marti O, *et al*. 2005. A multi-model analysis of the role of the ocean on the African and Indian monsoon during the mid-Holocene. *Clim. Dyn.*, **25**: 777-800.

Zhou Jing, Wang Sumin, Yang Guishan, *et al*. 2006. The Younger Drays event and the cold events in early-mid Holocene. *Adv. Climate Change Res.*, **2**: 127-130.

Zhou Weijian, Lu Xuefeng, Wu Zhengkun, *et al*. 2002. Peat record reflecting Holocene climatic change in the Zoigê Plateau and AMS radiocarbon dating. *Chinese Sci. Bull.*, **47**: 66-70.

Zhu R, Potts R, Xie F, *et al*. 2004. New evidence regarding the earliest human presence at high northern latitudes in northeast Asia. *Nature*, **431**: 559-562.

Zhu Z X, Potts R, Pan X X, *et al*. 2008. Early evidence of the genus Homo in East Asia. *J. Hum. Evol.*, **55**: 1075-1085

关键词索引

2.8 ka 事件(2.8 ka event)117
4.2 ka 事件(4.2 ka event)114,223,227,237
5.5 ka 事件(5.5 ka event)112
8.2 ka 事件(8.2 ka event)93,106,109,237
B/A 暖期(Bølling-Allerød Warm Period)47,52
D/O 振荡(Dansgaard/Oeschger Oscillation)27
H 事件(Heinrich event, H-event)27
澳洲季风(Australian Monsoon)88
北半球环状模(Northern Annular Mode, NAM)168
北部时期(Boreal Period)54
北大西洋深水(North Atlantic Deep-Sea Water, NADW)28,98,117
北大西洋涛动(North Atlantic Oscillation,NAO)123,168,171,174
北格陵兰冰芯计划(NGICP)27
北太平洋涛动(North Pacific Oscillation,NPO)123,168,171
冰川(glacier)14,25
冰冻圈(cryosphere)191
冰盖(ice sheet)25
冰河时代(Ice Age Epoch)3
冰阶(stadial)27
冰期(glacial)19
冰期—间冰期旋回(glacial-interglacial cycle)19
冰期结束期(glacial termination)29
冰融水脉冲(melt water pulse)46
冰消期(deglaciation)45,49
超级季风(Megamonsoon)10
大冰期(Glaciation)3,5
大灭绝(mass extinction)7
大暖期(Megathermal)17,54,56,61,63
大气涛动(Atmospheric Oscillations)168,174
大西洋经向翻转流(Atlantic Meridional Overturning Circulation, AMOC,有时略为 MOC) 29,31,45,50,98,113,117
大西洋时期(Atlantic Period)54
地球轨道要素(orbital elements)21,54
地轴倾斜率(obliquity of the Earth axis)22
第三纪(Tertiary)13
第四纪(Quaternary)14
东亚季风(East Asian Monsoon)79,105,144
多勒效应(Dole effect)76

厄尔尼诺(El Niño)17,123,169,175
厄尔尼诺/南方涛动(ENSO)88,123,175
非政府间国际气候变化专门委员会(NIPCC)18,180,205
非洲季风(African Monsoon)84,105,141
非洲湿润期(African Humid Period, AHP)17,66,72
冈瓦纳大陆(Gondwana)3
高温期(Altithermal)51,56
高原隆升(uplift of plateau)11
格陵兰冰芯计划(GRIP)27
格陵兰冰芯计划 2(GISP2)27,111
更新世(Pleistocene)13
古气候模式比较计划(Palaeoclimate Modelling Intercomparison Project, PMIP)61,72
古生代(Paleozoic)11
古文明的衰落(collapse of ancient civilization)219
海平面(sea level)15,25,193
海洋同位素阶段(Marine Isotope Stage, MIS)16,19,35
黑暗时代冷事件(Dark Age Cold Event) 119,237
间冰阶(interstadial)27
间冰期(interglacial)19,23
较老仙女木事件(Older Dryas)51,54,237
快速气候变化(rapid climate change)99
劳仑泰冰盖(Laurentide ice sheet,LIS)35,46,61
老仙女木事件(Oldest Dryas)47,54,93,237
联合大陆(Pangea)3,10
美洲季风(American Monsoon)87
蒙德尔极小期(Maunder Minimum)143,211
末次冰期冰盛期(Last Glacial Maximum, LGM)17,25,35,50
末次冰期结束期(Last Glacial Termination, LGT)44
末次冰消期(Last Deglaciation)45
末次间冰期(Last Interglacial)23
内热带辐合带(ITCZ)69,87,146
南半球环状模(Southern Annular Mode, SAM)168
南方涛动(Southern Oscillation)168
南方涛动指数(Southern Oscillation Index, SOI)168,172
南海季风(South China Sea Monsoon)105
南极底水(Antarctic Bottom Water, AABW)98
南极冷反转期(Antarctic Cold Reversal, ACR)48
南极涛动(Antarctic Oscillation, AAO)123,168,172,174
南亚季风(South Asian Monsoon)82
年代际变化(interdecadal variability)197
诺亚洪水(Noah's Deluge)214
欧洲极地冰芯计划(EPICA)20,53
偏心率(eccentricity)22
气候突变(abrupt climate change)18,93,97

气候预估(climate projection)185
前北部时期(Pre-Boreal Period)54
前北部时期震荡(Preboreal Oscillation)106
全球变暖(global warming)180,202,204
全球季风(global monsoon)77
全新世(Holocene)17,37,43
全新世北大西洋冷事件(Holocene North Atlantic cold events)98,103,206
全新世热力极大期(Holocene Thermal Maximum, HTM)65
全新世热力最优期(Holocene Thermal Optimum, HTO)56,65
热盐环流(Thermalhaline Circulation, THC)28,45,47,94
弱季风时期(Weak Monsoon Interval, WMI)29
上新世(Pliocene)13
斯堪的纳维亚冰盖(Scandinavian ice sheet)25,46
岁差(precession)22,73
太平洋—北美型(Pacific-North America ,PNA)168
太平洋年代振荡(Pacific Decadal Oscillation, PDO)123,168,172,174
太阳活动(solar activity)144,206,237
太阳活动极大期(solar maximum)209
太阳活动极小期(solar minimum)210
特底斯海(Tethys Sea)3,12
威尔逊旋回(Wilson Cycle)10,16,19,35
西南季风(Southwest Monsoon)68,105
夏季风衰退(summer monsoon failure)103,234
显生宙(Phanerozoic Eon)2
现代暖期(Modern Warm Period)18,36,136
小冰期(Little Ice Age)18,93,122,136,147,152,175,237
新冰期(Neoglacial)59,113,122
新仙女木事件(Younger Dryas, YD)17,37,52,54,237
雪球(Snowball Earth)3
亚北部时期(Sub-Boreal Period)54
亚大西洋时期(Sub-Atlantic Period)54
银河宇宙线(Galaxy Cosmic Ray)6,207
隐生宙(Cryptozoic Eon)2
印度夏季风(Indian Summer Monsoon)104,138
早全新世冷事件(Early Holocene cold events)96,106
早全新世气候湿润期(Early Holocene Climate Humid Period)66,70
政府间气候变化专门委员会(IPCC)18,127,180
中国朝代更替(Chinese dynastic change)239,243
中国气候变化(climate change over China)148,155,163,194
中华古文明(ancient civilization of China)222,227
中生代(Mesozoic)11
中世纪暖期(Medieval Warm Period, MWP)18,122,135,144,175
中世纪气候异常(Medieval Climatic Anomaly, MCA)122,137,158,166
走出非洲(out of Africa)31,33

后　记

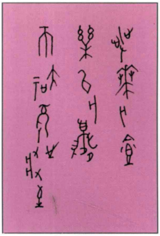
年轻的时候读过的古文中有一篇是自己非常喜欢的，那就是庄子的《庖丁解牛》，至今有时还翻出来看一看。我最喜欢的就是庖丁的敬业精神。庖丁的职业是厨工，业务就是解牛，文章宣讲的是"目无全牛"的道。但是，我更欣赏的是庖丁在工作中那种乐趣，举手投足"合于《桑林》之舞，乃中《经首》之会"。这哪里是工作，简直就是一种享受了。孔子曰："知之者不如好之者，好之者不如乐之者"，此之谓也。每当清晨醒来，突然想到有什么地方要加一点什么，或者有一个提法要修改，或者周五或周六的晚上坐在计算机前，浏览每周最新的出版物，突然发现一篇题目与自己正在写的内容一致的文章，其乐融融，也可以算作一种享受了。写完最后一节，这本书的初稿已经完成了，不禁松了一口气。正如庖丁解牛一样："謋然已解，如土委地，提刀而立，为之四顾，为之踌躇满志，善刀而藏之"。这才真是一种享受。不过，在享受中还夹杂着几丝不安。有什么不安呢？这要从写作过程谈起。

在前言中谈到了两个问题：写什么和谁来写。写完了这本书，还想向读者汇报两个问题：如何写和写了什么。一本书总要有系统性，所以不可避免地要写一些自己不熟悉的内容，这是同写一篇论文完全不同的。自己是如何解决这个问题的呢？我采取的是抓两头的做法。一方面要先找一本最新的、写得较好的书，了解研究这个问题的来龙去脉，然后再从最新的 *Science*、*Nature*、*Quat. Sci. Rev.*、*The Holocene* 等刊物上找到相应的最新研究，从这些研究中再追溯从那本书出版到最新的论文发表期间对这个问题的研究进展。这样就大体上可以了解问题的"全貌"及最新成果。例如，Hallam 和 Wigwall 的《大灭绝及其后果》(1997)一书出版已经有十几年了。这本书的好处是对地球历史上五次大灭绝有系统的讲述，这些分析并不过时，但是却缺少最新研究成果。2010 年 3 月 5 日 Schulte 等在 *Science* 上的论文列举了全球几十个地点的证据，说明一个小行星撞击地球，造成了 6500 万年前包括恐龙灭绝的大灭绝。2010 年 12 月 10 日 Pereira 在 *Science* 上的文章则分析了 21 世纪第六次大灭绝的可能性。把这些材料综合起来，对大灭绝这个问题就有了一个初步的了解，而且又不失其科学上的新鲜性。又如 Burroughs 的《史前气候变化》(2005)一书，很可贵的是对人类走出非洲，以及 DNA 研究的基本原理有系统的论述，并给出人类走出非洲的"路线图"。但是对于走出非洲的历史却讲得不很清楚。可喜的是美国科学院 2010 年发表了《认识气候对人类发展的影响》报告，2011 年 2 月 4 日参加该报告编写的 deMenocal 在 *Science* 上发表了"气候与人类发展"的论文，把近 800 万年人类与猿猴分离直到现代智人的形成做了系统的研究。该报告还给出人类形成系谱(family tree)。Compton 2011 年在 *Quat. Sci. Rev.* 上的论文对 190 万年、40 万年及 15 万年前人类三次走出非洲的气候条件作了详细的分析。这样就对人类走出非洲有了比较清晰的认识。尽管如此，外行就是外行，对任何一个不熟悉的问题均不可能在短时期内成为内行。因此，对这些自己原来不熟悉的问题的讲述难免有瑕疵。这是心中不安的主要原因。

另一个问题就是写了什么。本书引用中文文献 177 篇，英文文献 686 篇，符合我们主要写全球气候的宗旨。总计 863 篇论文中，55 篇(占 6.4%)发表于 2010－2011 年，497 篇(占 57.6%)发表于 2000－2009 年，222 篇(占 25.7%)发表于 1990－1999 年，其余 89 篇(占 10.3%)发表于 1990 年之前。可见本书主要反映了近 20 年古气候研究的进展。但是读者可能会发现，这本书的章节从写作水平来看可以分为两类：一类叙述流畅，概括性较好，结论明确、合理。这大部分是近期有资深作者发表的综合性较好的论文为基础，例如 1.3.4 节末次冰期冰盛期。另一类则讲述的系统性、概括性均有不足，结论的综合性也稍差，这些大概是目前还没有这方面的综合性论文可以参考，或者综合只限于某个地区，因此不得不直接收集各种论文写成，例如 2.2.2 节全新世大暖期。当然，我们希望能尽量减少第二类章节，不过现在还做不到。这也增加了心中的不安。

当然，对一个问题究竟能写到什么程度，是同当前科学发展的水平密切相关的。有些问题现在还没有结论或权威性的论述，至少自己现在还没有看到这样的著作，对这些问题自然就不能深入地写下去。例如，冰期间冰期旋回是第四纪气候的主要特征，现在已经证实第三纪晚期的上新世也有旋回，但是再往前就不知道了。又如，地球轨道偏心率 10 万年周期直接造成的太阳辐射变化很小，但是近 80 万年内 10 万年周期十分突出，对这个原因目前仍有争议。又如，冰期中冬、夏季风强度的变化是相反的，夏季风强时冬季风弱，冬季风强时夏季风弱。大量的石笋记录说明全新世夏季风是减弱的。但是，近来有的作者指出全新世冬季风也是减弱的。究竟这是气候史上的一段偶然现象，还是过去也有过这样的时期，人们并不清楚。又如，一般认为早全新世冷事件的形成与冰坝崩溃造成的淡水脉冲有关，也就是同热盐环流(THC)的状态有关，这同冰期中 D/O 循环的情况类似。但是，中、晚全新世似乎没有这样的淡水脉冲，冷事件又是如何形成的呢？如果说太阳活动减弱可能是中、晚全新世冷事件形成的原因，那么在早全新世的冷事件中，太阳活动又有什么作用呢？这样的例子是不胜枚举的。在这本书中不仅没有能够回答这些问题，大部分情况下也没有展开讨论。见仁见智，只能由读者自己做出分析和判断了。

此外，当前正是古气候研究蓬勃发展的时期，所以有些现在还不清楚，或者甚至还没有提上日程的问题，可能过了几个月就有了新的成果。例如，南、北两个半球季风的相互影响是一个非常引人入胜的问题。早在七八十年前李宪之先生就指出，北半球的寒潮能影响印度尼西亚的降水。但是，在完成本书时，还没有找到新的研究。不过，2011 年 8 月 *Nature Geoscience* 发表了 Mohtadi 等的论文，研究了近 22 ka 两个半球季风变化之间的联系。这时，本书已经在二校，不可能增写了。因此准备以后在期刊《气候变化研究进展》的“科学知识”栏目中做些介绍。类似的情况以后可能还有很多，只能这样来补救了。



我想，看了这一番解释之后，读者就能理解我为什么会有一些不安的心情了。同时，限于作者的水平，以及在这样大量的叙述中难免有错误，因此，恳请海内外方家不吝赐教。

孔夫子对自己评价说：**“发愤忘食，乐以忘忧，不知老之将至”**。我们不能与先哲比较，但是“伐柯伐柯，其则不远”，把夫子的名言作为自己追求的目标还是可以的。我在研究商朝古气候的同时，学习了一点甲骨文，在这里敬录孔夫子的这一名言(自上而下，自右而左)与读者共勉。甲骨文中没有愤字和忧字，这里用金文代替。忘字用亡字代替。

王绍武

2011 年于北京大学蓝旗营